R 260 C 3
(R es)

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre
TOME XXVI

Georges BUSSON

Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1972

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

BIBL. DU
MUSEUM
D'HIST.
NATUR.

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre
TOME XXVI

Georges BUSSON

Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1972

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

SOMMAIRE

Avant-Propos
Chapitre I – Introduction

1e partie : **Principes et méthodes**

Chapitre 2 – L'analyse des faciès et des caractères sédimentaires
Chapitre 3 – Les rapports spatiaux et temporels des faciès en sondages
Chapitre 4 – Nomenclature et classification stratigraphiques : confrontation des problèmes actuels aux données de l'étude du Mésozoïque saharien.
Chapitre 5 – L'expression cartographique des résultats.

2e partie : **Les résultats. 1 – Regards sur l'histoire stratigraphique du bassin saharien algéro-tunisien**

Chapitre 6 – Le cadre de la sédimentation mésozoïque
Chapitre 7 – Le Trias (et une partie du Lias) : Trias gréseux et Salifère principal
Chapitre 8 – Jurassique-Néocomien (Lias *p.p.* seulement)
Chapitre 9 – "Barrémien"
Chapitre 10 – Aptien (Aptien supérieur *p.p. max.)*
Chapitre 11 – Albien
Chapitre 12 – Cénomanien *(p. p. max.)*
Chapitre 13 – Turonien (et Cénomanien supérieur)
Chapitre 14 – Sénonien lagunaire
Chapitre 15 – Maestrichtien – Eocène
Chapitre 16 – Evolution structurale du domaine mésozoïque saharien
Chapitre 17 – Quelques données sur l'insertion des résultats dans la géologie du Nord-Ouest africain

3e partie : **Les résultats, 2 – Dépôts de plateforme et réflexions sur certains mécanismes de la sédimentation du passé**

Chapitre 18 – Généralités sur la sédimentation du Mésozoïque saharien
Chapitre 19 – Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne
1) Les dépôts carbonatés
Chapitre 20 – Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne
2) Les dépôts évaporitiques
Chapitre 21 – Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne
3) Les nappes d'épandage détritique
Chapitre 22 – Conclusions générales
Chapitre 23 – Bibliographie.

N.B. – Une table des matières détaillée existe à la fin du volume.

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

L'ouvrage présenté ici comme thèse de doctorat ne vise pas à donner la somme des observations qui ont pu être faites. Celles-ci ont été en général exposées dans une quarantaine de publications, s'étalant sur plus de 12 ans et comprenant en particulier plusieurs cartes géologiques (dont une feuille et demie de la couverture géologique régulière de l'Algérie au 1/500 000 et une carte géologique au 2 000 000^e couvrant l'ensemble du bassin et des régions périphériques), plusieurs mémoires (d'un ou plusieurs volumes) soit régionaux, soit consacrés à un problème sédimentaire déterminé (sédimentation des évaporites).

Le présent mémoire est seulement une tentative :

1) pour dégager les principes et les méthodes d'une étude qui s'est avérée particulière par la taille du bassin envisagé (plus de 600 000 km^2), par la nature de la sédimentation (extraordinaires dépôts de plateforme), par la situation du domaine (entre Mésogée et continent africain), et enfin par les moyens employés (conjonction de recherches cartographiques et stratigraphiques classiques et d'une réinterprétation complète de la totalité des sondages profonds, appuyée aussi bien sur les données pétrographiques et paléontologiques, que sur les diagraphies) ;

2) pour reconstituer l'histoire de ce bassin mésozoïque – quasiment inconnue encore il y a moins de vingt ans – et envisager pour chaque unité stratigraphique une synthèse allant depuis les régions plissées, marines et parfois profondes de la Berbérie jusqu'aux boucliers du Sahara central, soit au total une superficie supérieure à un million de kilomètres carrés ;

3) pour dégager de ces études régionales les faits généraux qui peuvent jeter un certain jour sur quelques-uns des problèmes que posent encore une partie des mécanismes sédimentaires.

Le principe même d'un tel ouvrage entraîne qu'il ne saurait être parfaitement original par rapport aux publications antérieures dont il cherche à exprimer la substance.

Cet ouvrage venant à la suite de volumes déjà imprimés pourra paraître long. Car l'opinion suivant laquelle les thèses – même les thèses de Sciences naturelles – doivent être courtes, trouve une audience de plus en plus large. La facilité avec laquelle une telle façon de penser se répand, tant auprès des maîtres que des candidats, ne prend pas sa source dans le seul conformisme. Nos collègues des sciences exactes, numériquement si importants, observent avec consternation qu'il faut aux naturalistes, pour exposer leurs résultats, en moyenne dix fois plus de volume de papier qu'à eux-mêmes : ils en concluent parfois qu'avant tout il y a là une habitude regrettable et qui doit être corrigée. Quant aux naturalistes eux-mêmes, beaucoup qui cèdent à l'attrait des méthodes mathématiques et physico-chimiques et de la précision de leurs résultats, tendent à incliner vers la même opinion. Et puis, devant la marée montante de la littérature scientifique, des hommes de science n'hésitent pas à proclamer qu'une solution consiste à ne publier qu'une petite partie des résultats des recherches, ou même à ne pas les publier . . .

Or de négliger, en Sciences naturelles et en géologie, l'exposé des faits et des observations au profit des seules interprétations et conclusions serait une erreur d'une extrême gravité. Ceci d'autant plus que si ces interprétations et conclusions constituent la partie la plus passionnante de notre travail, celle-ci est en même temps la plus fragile. Dans bien des cas, les observations restent, alors que les interprétations que nous en tirons – trop marquées par les théories temporairement à la mode – ont tôt fait de vieillir et de passer. Qui parmi les géologues du Sud de la Berbérie ne s'est plongé d'innombrables fois dans les travaux irremplaçables de G.B.M. Flamand, L. Fervinquière, etc. ? Or n'est-il pas vrai que cette consultation ne vise jamais les synthèses ou les conclusions, mais uniquement les faits et observations de détail. Et c'est cette partie qu'il faudrait dorénavant sacrifier !

La lecture de cet ouvrage pourra donner l'impression d'un manque de données pétrographiques précises, au profit de considérations sur la répartition des grandes masses minérales. Il convient d'en dire quelques mots. La deuxième partie du présent volume, consacrée à l'histoire stratigraphique de ce Mésozoïque saharien, est trop brève pour comprendre des données détaillées sur les faciès rencontrés, en raison surtout de l'immensité du territoire étudié. Mais je rappelle que quelques-unes de ces données ont été fournies dans des ouvrages

Source MNHN, Paris

antérieurs, consacrés soit aux affleurements (Sud-tunisien), soit aux séries de sondages ; tandis que d'autres seront décrites dans des ouvrages à paraître (Tinrhert en particulier). Par ailleurs il existe dans l'étude des faciès des lacunes réelles dont je donnerai deux exemples : 1) l'absence de renseignements sur les minéraux argileux, si importants quantitativement dans la plupart des niveaux et des faciès du Mésozoïque saharien dont un inventaire précis dévoilerait peut-être des caractères et des évolutions encore insoupçonnés ; 2) si les renseignements granulométriques sont rares sur les séries de sondages, les descriptions de structures sédimentaires, quant à elles, font totalement défaut, ces couches n'ayant été étudiées qu'en déblais ou sur diagraphies. Cette lacune est d'autant plus grave qu'un intérêt particulier a été porté dans cet ouvrage au problème de l'épandage des grandes nappes détritiques.

De toute façon ces considérations sur la répartition des grandes masses minérales, cette "pétrographie de synthèse" – pour paraphraser M. GIGNOUX, – que l'on pourrait opposer à "la pétrographie de tiroirs ou d'échantillons", me semblent indispensables, et déjà dans un stade relativement précoce de l'étude géologique d'un bassin. Les études pétrographiques très détaillées, très locales, voire même ponctuelles (examen d'une coupe de sondage par tel procédé d'analyse) risquent fort, si elles ne sont pas précédées et appuyées sur une telle synthèse, de déboucher sur des conclusions paléogéographiques qui n'ont qu'un rapport très lointain avec la réalité.

Cet intérêt porté aux faciès, à leur disposition, cette orientation d'étude vers les mécanismes et le contrôle de la sédimentation ont naturellement pris leur source dans les conditions exceptionnelles offertes par le Mésozoïque saharien. Mais j'ai sans doute apprécié d'autant plus l'intérêt de ces conditions et de ce type d'études que j'avais pu constater, au cours de recherches antérieures, quelle part immense de l'attention et de l'effort sont absorbées, en pays tectoniquement complexe, par la nécessité primordiale de comprendre et de rétablir la disposition originelle des couches ; attention et effort qui sont ainsi soustraits aux autres recherches, en particulier celles portant sur les mécanismes sédimentaires.

Il ne me sera pas possible, sous peine de gonfler exagérément cet avant-propos, de rappeler ici toutes les dettes de reconnaissance contractées au cours de ces treize ans et demie de recherches – et de rédaction – sur le Mésozoïque saharien ; car j'ai déjà essayé, dans les volumes parus antérieurement, de signaler la part prise par chacun dans les domaines les plus variés : initiative et direction de ces travaux, aide matérielle pour exécuter les si coûteuses missions de terrain, aide scientifique inestimable des paléontologistes et divers spécialistes ou collègues géologues, concours de nombreux géologues pétroliers sans lequel cette étude de bassin n'aurait pu être réalisée dans sa forme relativement complète, enfin collaboration permanente de quelques techniciens qui sont les véritables supports de la recherche. Ne pouvant me répéter, je ne citerai que ceux qui ont pris une part active à la réalisation du présent volume. Et tout d'abord M. Pierre GAULIER dont le talent de dessinateur n'a d'égal que l'extrême gentillesse, la plus parfaite égalité d'humeur, une conscience professionnelle "d'autrefois" et une serviabilité illimitée, toutes qualités qui ont fait de ce collaborateur un ami. Mme N. DAY qui s'est astreinte au collationnement de plus de 400 stencils dont les caractères serrés et petits auraient découragé les meilleures bonnes volontés, puis qui a eu la charge de les tirer ; MM. J.M. ROUCHY et G. NOIRET qui ont consacré plusieurs mois à des besognes souvent fastidieuses et qui ont longuement contribué au collationnement de ce texte, ainsi que M. J.C. TRANCHANT qui a largement participé à l'élaboration de ce texte, quoique le dernier à être venu s'adjoindre à l'équipe. Je n'oublierai pas M. C. BONNEAU, technicien toujours patient, travailleur, discret et obligeant. M. P. MÉMIN et le personnel de son laboratoire m'ont fait profiter de leur compétence technique et ont ainsi une grande part dans la qualité de l'illustration. Mme H. HUMEAU a dactylographié à une vitesse inespérée un manuscrit d'une longueur un peu inaccoutumée, en redressant infiniment plus de fautes qu'elle n'en a commises aux dépens de la rédaction originale. Enfin je n'oublierai pas de citer Mlle D. NOËL qui a bien voulu s'astreindre à relire *tout* ce texte et qui, pendant les dernières semaines, a consacré un temps précieux, qu'elle distrayait ainsi de ses recherches personnelles, au rôle indispensable de coordonateur des efforts de toute l'équipe citée auparavant. A tous j'exprime mes sentiments de reconnaissance les plus vifs et les plus sincères, car sans leurs efforts les miens n'auraient pas pu aboutir.

Enfin la soutenance d'une thèse exige le dévouement d'un certain nombre de membres du jury . . . J'ai déjà évoqué dans des avants-propos antérieurs la part immense qu'a prise dans ce travail sur le Mésozoïque saharien le doyen R. LAFFITTE, d'abord professeur de géologie appliquée à la Faculté des Sciences d'Alger, puis professeur de géologie au Muséum national d'Histoire naturelle, tant dans l'initiative de ces travaux que dans leur déroulement journalier et enfin dans leur aboutissement. J'ai également cité M. le professeur G. LUCAS, dont j'ai suivi les leçons dès mes cours de licence et qui a bien voulu continuer à me faire profiter de ses connaissances dans tous les domaines, avec son amabilité et sa patience illimitées malgré un certain éloignement et malgré la multiplicité de ses obligations, M. le professeur M. DURAND DELGA et M. le doyen G. MILLOT ont accepté de participer à ce jury, quoique le thème traité et l'orientation prise ne fussent pas toujours parfaitement ceux de leurs propres recherches : je les en remercie d'autant plus vivement qu'ils sont pris par des tâches innombrables dont la multiplication présente le caractère irréversible du mécanisme d'un

Source : MNHN, Paris

engrenage. Enfin M.P.F. BUROLLET a apporté ses compétences techniques de géologue pétrolier, sa connaissance approfondie des problèmes des grandes plateformes et son expérience de "vieux" nord-africain.

Infiniment attaché à la fois à cette terre d'Afrique du Nord, dont j'ai cherché à décrire une parcelle, et à la recherche géologique, je dédierai cet ouvrage à Emile-Félix GAUTIER, grand géographe, géologue brillant, écrivain de talent, passionné de l'étude, passionné de l'Afrique du Nord, prototype de ces hommes qui, en un siècle et demi, ont tiré ce Maghreb de l'obscurité dans laquelle il gisait depuis plus d'un millénaire, et à ce titre artisan parmi tant d'autres de cette œuvre civilisatrice sur laquelle il a porté un si parfait jugement : "Depuis un siècle et demi, depuis la Révolution, malgré des efforts prodigieux, des guerres qui ont secoué la planète, la France n'a eu qu'un succès durable, et important, parfaitement unique, son œuvre en Afrique du Nord. Tout le reste n'a été que glorieux échecs". (Les Siècles obscurs, 1937).

10 juin 1971

N.B. – Ce volume étant en partie destiné à récapituler les résultats disséminés dans mes publications précédentes je serai amené à citer celles-ci avec beaucoup de fréquence. Je n'ai pas cru devoir rappeler mon nom à chacune de ces citations. Par conséquent toute date entre parenthèses, sans indication de noms d'auteur, désigne une de mes publications, énumérées dans la "liste des travaux cités" par ordre chronologique. En outre l'"essai de synthèse sur les données de sondages" (1) dont la citation revient avec une fréquence particulière, a été systématiquement désigné par la mention (*op. cit.*).

De nombreux lieux géographiques (en particulier des sondages) sont cités en un réseau de coordonnées exprimées par une lettre et un chiffre (exemple : In Amenas, coord. w4). Ce réseau, qui est celui adopté par le Service de la conservation des gisements, figure sur la carte au 4 000 000^{e} (fig. 1.2), avec un index alphabétique permettant de localiser les principaux noms de lieux du texte.

Enfin j'ai tenu à conserver *toutes* les indications de fossiles qui pouvaient figurer sur les logs ou dans les quelques rapports internes consultés, sans y apporter la moindre modification et sans opérer aucun regroupement : d'où de nombreuses synonymies, évidentes, qui alourdissent certaines listes de fossiles parmi celles en provenance des données de sondages.

(1) Le Mésozoïque saharien, 2^{e} partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens, 1970, Centre national de la Recherche scientifique (Centre de recherches sur les zones arides). Paris.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

1. LES LIMITES DE L'ETUDE

a) Géographiques

Le bassin mésozoïque dont il sera question ici, couvre la totalité du Sahara tunisien et une grande partie du Sahara septentrional algérien. Il est limité au Nord par la "flexure saharienne" (ou "flexure sud-atlasique"), accident, ou plutôt succession d'accidents, qui, grossièrement, séparent les terrains plissés de la Berbérie des séries tabulaires sahariennes (fig. I.1). Vers l'Ouest, par les chaînes plissées à matériel paléozoïque, ou plus ancien, des massifs de Bechar et de l'Ougarta-Tabelbala. Vers le Sud, par les enceintes paléozoïques (tassili *s.l*) du Massif Central saharien (Hoggar). Alors que ces différentes limites sont plus ou moins naturelles, la limite orientale n'est qu'une frontière politique, séparant la Tunisie et l'Algérie de la Libye, ne coïncidant nullement avec un trait géologique ou géographique naturel et qui marque seulement l'entrée dans un territoire dont les données d'exploration n'ont pas été accessibles pour compléter cette étude . . . Tel qu'il est défini le bassin étudié représente une aire d'un peu moins de 1 000 000 de km², dont l'importance mérite d'être soulignée par la comparaison avec d'autres bassins classiques.

b) Stratigraphiques

Pour préciser le cadre de cette sédimentation mésozoïque, une brève description des terrains plus anciens – essai de synthèse réalisé à partir des publications existantes, en dehors de quelques notions originales sur les termes les plus récents – a été proposée par ailleurs *(op. cit.)*. Mais le détail de mes études ne débute qu'avec les terrains triasiques. Par contre, j'ai été amené à étudier, en sondages comme à l'affleurement, les terrains éocènes et à en introduire une description dans l'ouvrage cité ci-dessus ; car l'Eocène saharien, concordant sur les couches mésozoïques, ne s'en distingue souvent que de façon imprécise. Je n'ai pas étudié les terrains plus récents et dans les cartes sahariennes que j'ai publiées ces termes n'ont été traités que superficiellement.

2. CARACTERE RECENT ET NOUVEAU DE NOS CONNAISSANCES SUR LE MESOZOIQUE SAHARIEN

Le Mésozoïque saharien, malgré sa très vaste extension sur la plateforme saharienne, n'affleure que très partiellement (voir carte géologique au 2 000 000e, en hors-texte). En effet la partie centrale du bassin mésozoïque est partout ensevelie sous les couches tertiaires, les atterrissements et les dunes : nulle part une structure anticlinale n'est venue mettre à l'affleurement les couches mésozoïques, dans cette partie centrale, comme par exemple l'anticlinal du Pays de Bray le fait dans le bassin de Paris. Quant aux affleurements, en situation périphérique, ils ne sont nullement représentatifs des zones centrale ou septentrionale, hormis – jusqu'à un certain point – ceux du Sud-tunisien. Les termes antérieurs au Cénomanien en particulier ne sont représentés sur ces affleurements que par des dépôts amincis, lacunaires, gréso-argileux, continentaux, bien différents des séries épaisses, souvent évaporitiques et marines qu'offre le substratum du Grand Erg oriental ou du Bas-Sahara.

C'est-à-dire que nos connaissances sur le Mésozoïque saharien sont pour une énorme partie le fruit des sondages profonds d'exploration pétrolière. Or ces sondages ont débuté il y a à peine un peu plus de 15 ans : leurs données n'ont fait l'objet que de rares publications. Aucune étude synthétique n'a encore vu le jour concernant le Mésozoïque et le présent travail – avec les ouvrages dont il reprend et résume les résultats – sera donc la première tentative dans ce sens.

Source : MNHN, Paris

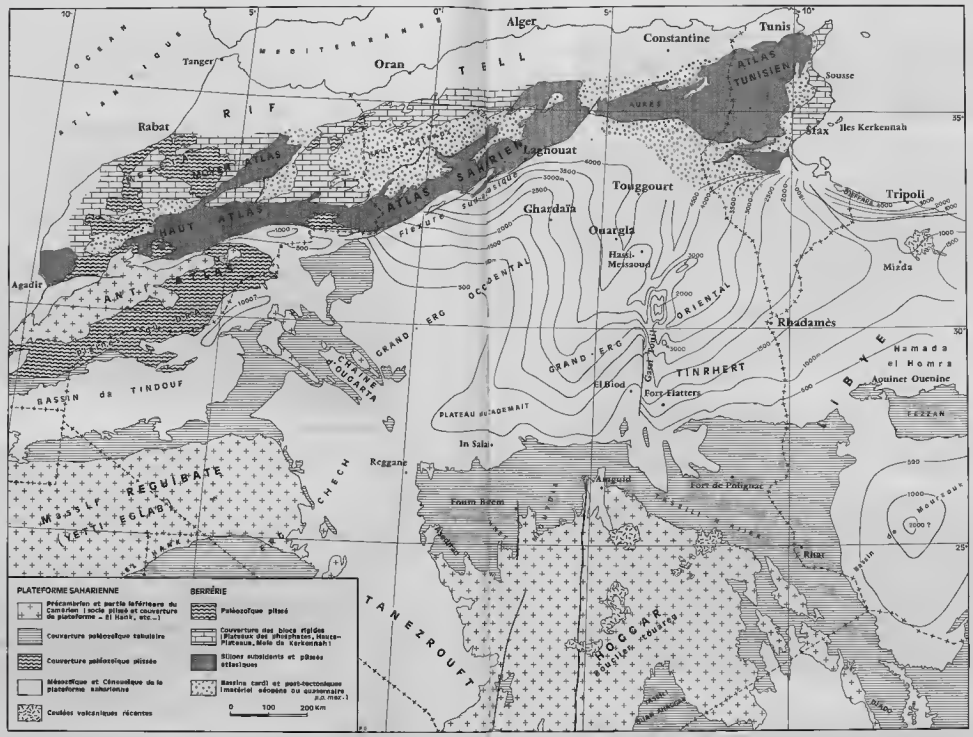


Fig. 1.1. – Situation du bassin mésozoïque saharien étudié par rapport aux principales unités structurales de la Berbérie et d'une partie de la plateforme saharienne. Ces unités ont été dessinées en partie d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1968) de G. Choubert et A. Faure-Muret. Les courbes isopaques qui sont nouvelles, schématisent l'épaisseur totale des séries mésozoïques et de leur couverture éventuelle dans le domaine étudié.

Source : MNHN, Paris

3 – FONDEMENTS DE CETTE ETUDE DU MESOZOIQUE SAHARIEN

a) Les études de terrain

Elles ont constitué la première phase, précédant l'examen des données de sondages. Mes efforts ont surtout porté sur les affleurements du Tinrhert et du Sahara tunisien. Mais j'ai également eu l'occasion d'étudier et d'échantillonner des coupes et des gisements fossilifères dans de nombreuses autres provinces : Djeffara libyenne et Hamada-el-Homra ; Mzab et région d'Hassi-el-Hadjar-Hassi-Berkane ; bassin d'Ait-Nafa, Timetrine, à l'Ouest-Sud-Ouest du Hoggar et jusqu'à In-Tedreft, au Sud du Hoggar. Au total sur 15° de longitude et autant de latitude, sur 2 000 km du Sud-Ouest au Nord-Est. Parmi ces tournées, même celles qui ont été rapides, ont permis des comparaisons fructueuses.

Parmi les affleurements du Mésozoïque saharien, la hamada de Tinrhert est d'un intérêt particulier : c'est en effet la seule région du Sahara algérien où la succession est plus ou moins complète du Trias au Paléocène. Dans la partie orientale – à l'Est du méridien d'El-Biod – j'ai levé sur le terrain 28 feuilles au 100 000e – sur plusieurs milliers de photos aériennes – que j'ai publiées en les schématisant dans les cartes géologiques régulières au 500 000e *Fort-Flatters* et *Illizi = Fort de Polignac* (partie mésozoïque). Je me suis efforcé de traiter ces cartes, malgré la petitesse de leur échelle, comme des cartes de détail : c'est ainsi que le seul Crétacé supérieur a été subdivisé en douze termes, dont certains malgré une épaisseur de l'ordre d'une dizaine de mètres ont été cartographiés sur plusieurs centaines de kilomètres (fig. II.2). L'épaisseur relativement faible de l'ensemble de la série m'a d'ailleurs amené à l'étudier en extrême détail : en effet, dans une série condensée stratigraphiquement, la définition des étages classiques exige de distinguer un grand nombre de niveaux dans les récoltes de fossiles et dans l'échantillonnage. Le Tinrhert central et occidental – jusqu'à Hassi-Mseggueem – a également fait l'objet de levés dont la plupart sont actuellement inédits.

Le Sud-tunisien est encore plus précieux pour l'interprétation de la succession mésozoïque saharienne puisqu'il offre à l'affleurement les seules séries marines – ou en partie marines – du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur. La série mésozoïque y est épaisse de 2 000 à 2 500 m et l'aire couverte par de bons affleurements représente l'équivalent de 16 feuilles au 100 000e, dont j'ai étudié très en détail plus de la moitié. En dépit du passage, depuis plus d'un demi-siècle, de nombreux géologues, l'étude géologique méritait d'être complétée sur bien des points : ramassage systématique et étude de la macrofaune ; étude des faciès lithologiques et surtout *cartographie de niveaux-repères.*

C'est ce dernier aspect de mon étude, à coup sûr le plus négligé par mes prédécesseurs, qui devait m'amener le plus rapidement à des résultats nouveaux et relativement importants : tant sur l'âge de certains phénomènes déjà connus (datation respectivement du Trias et de l'Albien des deux discordances principales datées jusqu'alors du Bathonien et du Cénomanien), que sur la *disposition structurale* de ce bord de bassin. J'ai démontré en effet que la principale discordance cartographiée jusqu'alors au centre du bassin n'existait pas et ne résultait que de la méconnaissance d'un passage de faciès extrêmement important. J'ai montré de plus qu'il n'y avait pas, aux abords du môle du Tebaga, une discordance rabotant tous les termes antérieurs, soulevés au préalable par une phase tectonique unique ; mais l'abaissement progressif d'une zone haute, lentement acquise au domaine sédimentaire.

J'ai pu ramener beaucoup de fossiles des régions sahariennes que j'ai étudiées, en plus grand nombre en général que mes prédécesseurs. J'étais en effet un des premiers (en dehors des géologues pétroliers qui étudiaient ces plateaux mésozoïques avec surtout des préoccupations d'ordre tectonique et structural) à y effectuer un travail "en surface", et non plus le long de quelques itinéraires d'exploration et en outre je bénéficiais d'un véhicule automobile et de moyens d'acheminement qui n'existent que depuis le développement des recherches pétrolières. Par ailleurs, les coupes que j'ai échantillonnées sur ces affleurements m'ont fourni la matière à plusieurs milliers de lames minces, de lavages de sédiments meubles, à des déterminations minéralogiques (principalement aux rayons X, accessoirement par A.T.D., thermobalance, microscope électronique), à des analyses granulométriques, des identifications et comptage de minéraux lourds, etc.

En dehors des cartes du Tinrhert, ci-dessus évoquées, ces études d'affleurements ont déjà abouti à la publication d'un mémoire sur le Sud-tunisien, accompagné de 2 cartes géologiques (1967) et diverses notes. Elles m'ont rendu possible la rédaction d'une carte de l'ensemble du bassin au 2 000 000e (planche hors-texte). Enfin certains des principaux résultats obtenus, dans le domaine stratigraphique en particulier, seront évoqués dans le texte ci-dessous.

b) L'étude des données de sondages

J'ai déjà fait allusion ci-dessus à l'extraordinaire absence d'affleurements au Nord et au centre du bassin mésozoïque saharien, absence imputable à une insignifiance exceptionnelle des déformations tectoniques ayant affecté cette plateforme. Une telle disposition explique que l'on y ignorait presque l'existence du Trias et du Jurassique sur plus de 500 000 km², il y a encore une vingtaine d'années. De surcroît, en l'absence de coupes intermédiaires, les séries continentales des marges méridionales (Continental intercalaire, Continental post-

Source : MNHN, Paris

Source MNHN, Paris

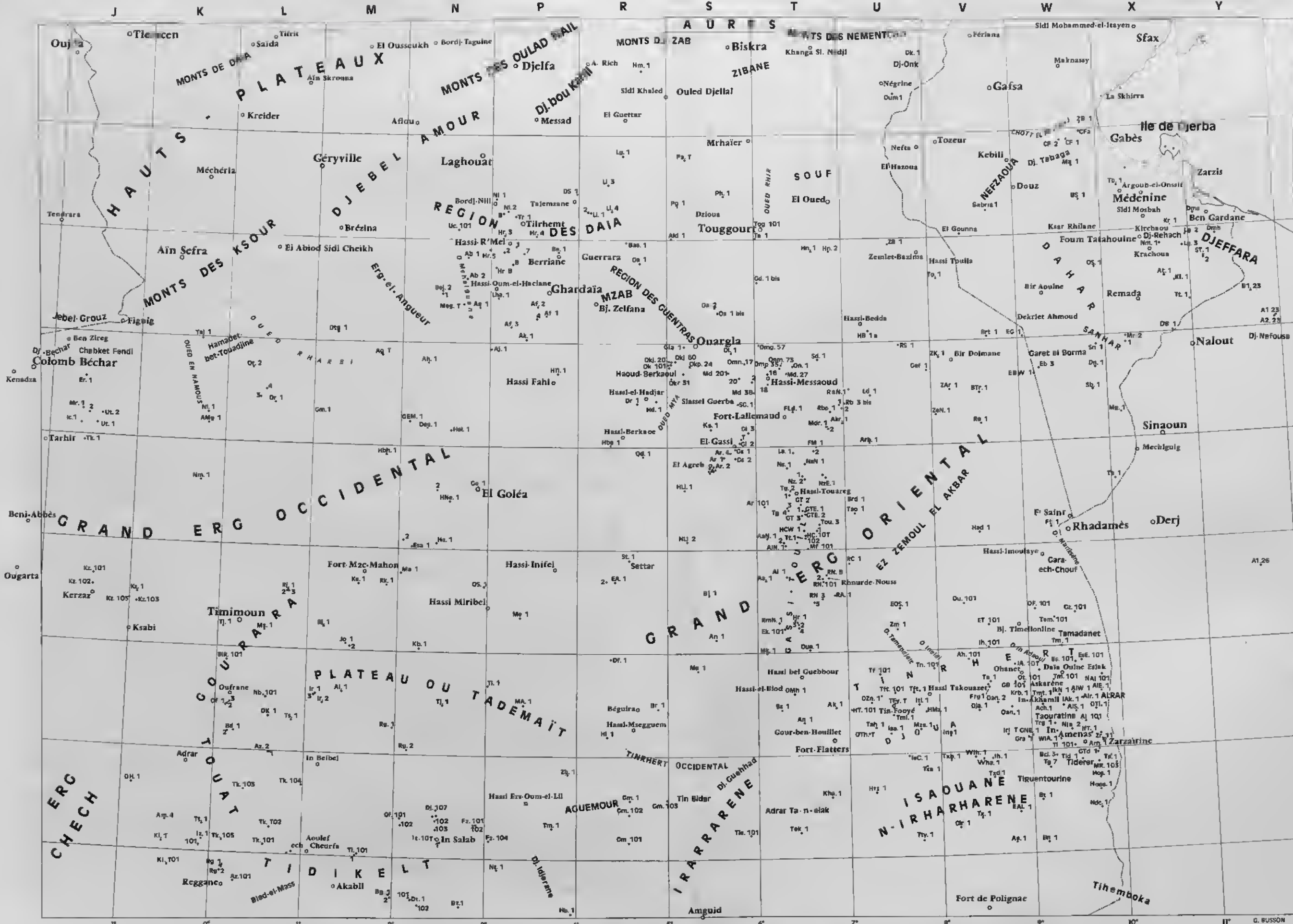


Fig. I.2. – Carte au 4 000 000^e de la région étudiée avec localisation des principaux points cités dans le texte. Pour un tableau d'assemblage des cartes topographiques au 500 000^e on se reportera à la planche hors-texte (carte géologique du bassin mésozoïque du Sahara algéro-tunisien et de ses abords, au 2 000 000^e) et pour les cartes au 200 000^e à la planche I (*op. cit.*, 1970). Les coordonnées, numériques et littérales, sont celles adoptées par le Service de la conservation des gisements.

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Abbou (voir Au.l) : S5
Aguemmour : R3
Aïn-Goufafa (voir Af.1, 2, 3, 4) : P8
Aïn-Skhrouna : L10
Akr.l : T7
Allenda (voir Aa.l) : T5
Alrar : W4
Arb.1 : U7
Argoub-el-Oussif (8 km au SSW de Tb.l) : X9
Al.1 : X8
Aurès : S11
Azzei (voir Al.l) : T5
Baguel (voir Bl.l) : S5
Bateun-el-Rhezel (32 km au SSW de Foum-Tatahouine) : X8
Bechar (voir Colomb-Bechar) : I7
Beguira : R4
Belketaïeff (voir Bel.l) : N8
Ben-Gardane : Y9
Ben-Zireg : J7
Berriane : P8
Bir-Aouine : W8
Bir-Dolmane : V7
Bled-el-Mass : L2
Bordj-Nili : P9
Bordj-Taguine : N10
Borma : W7
Brd.1 : U6
Brezina : M9
BS.I : W9
Chafiel-ech-Chaba (voir djebel) : X9
Chebket-Charef (20 km à l'E de Ben-Zireg) : J7
Chebket-Fendi : I7
Chenini (17 km à l'Ouest de Foum-Tatahouine) : X8
Chott-el-Fedjadj : W9
Colomb-Bechar : I7
Dahar : W8
Dahar tunisien (voir Dahar)
Daïas : NPR9
Daïa-ouina-Esiak : W4
Daïat-Djerdjir (40 km au SE de Tin-Bidder) : T3
Daïet-el-Frass (voir Df.l) : R4
Daïet-Settal (voir DS.I) : P9
Dekrist-Ahmoud : W8
Djebel-Ali-ben-Salah (13 km au NE de Foum-Tatahouine) : X9
Djebel-Bechar : J7
Djebel-Chafiel-ech-Chaba (immédiatement à l'Ouest de Sidi-Mosbah) : X9
Djebel-el-Akhal (entre Tin-Bidder et le djebel-Guehhad) : S3
Djebel-Guehhad : S3
Djebel-Hamara (voir Hm.l) : R10
Djebel-Krebla (8 km à l'ENE de Foum-Tatahouine) : X8
Djebel-Merbah-el-Asfer (8 km à l'Ouest de Foum-Tatahouine) : X8
Djebel-Nefousa : Y7
Djebel-Onk : U10
Djebel-Rehach : X8
Djebel-Rheouis (40 km au N de Maknassy) : W10
Djebel-Tebaga : W9
Djebel-Zebassa (15 km au NW de Sidi-Mosbah) : X9
Djeffara : Y8
Djoua : UV4
Dzioua : S9
El-Agreb : S6
El-Atchane (voir EA.l) : R5
El-Biod : T4
El-Gassi : S6
El-Goléa : N6
El-Guelta (voir EG.l) : W8
El-Gueltar : R10
Ektaïa (voir Ek.101) : T5
El-Hazouah : U9
El-Louha (65 km à l'W de Ghardaïa) : N8
El-Oued : T9
Erg-el-Anngueur : MN8
Erg-Issaouane : UV3
Ers-Oum-el-Lil : P3
Faidjel-el-Moulay (FM.1) : T6
Fersig (voir Frg.1) : V4
Figuig : J8
Fort-de-Polignac : V2
Fort-Flatters : T4
Fort-Lallemand : T7
Fort-Mac-Mahon : M5
Foum-el-Argoub (50 km à l'Est de Kebili) : W9
Foum-Tatahouine : X8
Gabès : X9
Garaa-Tebourt (voir Te.1) : X6
Gara-Brune (voir GB.101) : V4
Gara-ech-Chouf : W5
Gassi-Touil : T5
Gd.1 bis : T8
Ghardaïa : P8
Gourara : L4
Gour-ben-Houllet : T4
Gour-Laoud (voir GTd.1) : W3
Grand-Erg-Occidental : J à N6
Grand-Erg-Oriental : S à V 5 et 6
Gueddich (voir Gd.1 bis) : T8
Guelib-el-Asfer (2 km au SE de Krachoua) : X8
Guelib-el-Tine (22 km au NW de Medenine) : X9
Guentra : RS8
Guerrara : R8
Hamadel-Touadjine : KL8
Hamaïma-Kbira (30 km à l'Ouest de Medenine) : X9
Hamra (voir Hr.1) : T5
Haoud-Berkaoui : S7
Hassi-Amrane (voir Hn.1) : T8
Hassi-Bedda : U8
Hassi-bel-Guebbour : T4
Hassi-Berkane : R7
Hassi-Dorbane (voir Sd.1) : T7
Hassi-Fahl : P7
Hassi-el-Hadjar : R7
Hassi-Imoulaye : W5
Hassi-Inifel : P5
Hassi-Leila (voir HL1.1) : S6
Hassi-Messaoud : T7
Hassi-Miribel : NP5
Hassi-Msegguem : R4
Hassi-R'mel : P8
Hassi-Touareg : T6
Hassi-Touila (voir To.1) : V8
Hauts-Plateaux : J à L 9 et 10
HL1.1 : S6
Hn.1 : T8
Hr.8 : P8
Ihansatene (voir Ih.1) : V3
Illizi (voir Fort-de-Polignac) : V2
In-Adaoui (voir oued-in-Adaoui) : W4
In-Akhamil : W4
In-Amenas : W4
In-Eïdi (In-Eddi, oued, Kreb) : U4
In-Salah : N3
Kef-el-Aneba (20 km à l'WSW de Medenine) : X9
Kenadsa : I7
Kirchaou : X9
Krachoua : X8
Ksar-Kedima (18 km au SE de Foum-Tatahouine) : X8
Ksar-Ouled-Saïd (14 km au SSE de Foum-Tatahouine) : X8
Ksar-Rhilane : W9
Ksour-Djelidat (8 km à l'ESE de Foum-Tatahouine) : X8
Laghouat : N9
La-Reculée (voir Rcl.1) : W3
Larroque (voir La.l) : T6
Lg.1 : R9
Li.1 : R9
Mac-Mahon (voir Fort-Mac-Mahon) : M5
Maison-Rouge (voir MR.103) : W3
Maknassy : W10
Makrerouga (voir Mr.1) : X7
Mdr.1 : T7
Mechiguig : X6
Medenine : X9
Mehaiguene (voir Oued-Mehaiguena) : N8
Melab (voir Ma.1) : W9
Meslakr-el-Betoum (10 km au S de Tb.1) : X9
Messaoud (voir Hassi-Messaoud) : T7
Messdar (voir Mdr.1) : T7
Mestaoua (voir oued Mestaoua) : X8
Miribel (voir Hassi-Miribel) : NP5
Mkralla (voir Mk.1) : T4
Mo.1 : S4
Mokrane (voir Mo.1) : S4
Monts des Ksour : KL8
Mrhaïer : S9
Mzab : R8
Nalout : X7
Nefta : U9
Negrine : U10
Nememchas : TU10
Nezla (voir Nz.1) : T6
Nm.1 : X8
Ohanet : V4
Dk (voir Haoud-Berkaoui) : S7
Omg. 57 : T7
Os.1 : W8
Ouargla : S7
Ouassa (voir Oua.1) : T5
Oued-Askarene : W4
Oued-In-Adaoui : W4
Oued-Mariksene : W5
Oued-Mehaiguene : N8, 9
Oued-Mestaoua (15 à 20 km à l'E de Foum-Tatahouine) : X8
Oued-Mya : S7
Oued-Namous : K6, 7
Oued-Rharbi : M7 à L8
Oued-Rhir : T9
Oued-Tamandjelt : U4
Oued-Tatahouine : (voir Foum-Tatahouine) : X8
Oued-Zenani (voir OZn.1) : U4
Ougarta : I5
Oulad-Djellal : S10
Ouled-Naïls : NP10
Oulougga (voir Oa.1 bis) : S8
Oum-el-Hacian : P8
Pa.1 : S9
Pg.1 : S9
Ph.1 : S9
RA.1 : T5
RC.1 : U5
Reggane : L2
Rehach : X8
Rhadamès : W6
Rhourde-Nouss : T5
RmN.1 : T5
Sanrhar : W7
Sb.1 : W7
Sd.1 : T7
Settar (voir St.1) : R5
Sfax : X10
Sidi-Khalet : S10
Sidi-Mohamed-el-Ilayen : X10
Sidi-Mosbah : X9
Sidi-Toui (voir ST.1) : Y8
Slassel-Guerba : S7
Souf : T9
Ta.2 : W3
Tademaït : M à P4
Takouazet : U4
Talemzane : P9
Tamadenet (voir Tm.1) : W5
Taouratine : W4
Tazerdunet (16 km au SSE de Foum-Tatahouine) : X8
Tb.1 : X9
Tebaga : W9
Tebaga de Kebili : V9
Tebaga de Medenine : X9
Tg (voir Hassi-Touareg) : T6
Tiderer (voir Tid.1) : W3
Tidikelt : M2
Tifrit : L10
Tiguentourine : W3
Tilrempt : P9
Tin-Bidder : S3
Tin-Fouyé (voir TFy.1) : U4
Tinrhert : RS3
Tog. 101 : T9
Tou.1 : T6
Toual : L3
Touggourt : T9
Touila (voir To.1) : V8
Touil-el-Hira (30 km au SSW de Foum-Tatahouine) : X8
Zab (monts du) : RS10
Zarzaïtine : W4
ZB.1 : U8
Zb.1 : P3
Zemlet-Bazima (voir ZB.1) : U8
Zemlet-el-Beida (12 km à l'E de Foum-Tatahouine) : X8
Zemlet-en-Negueb (33 km à l'W de Medenine)
Zemoul-el-Akbar : UV6

Source : MNHN, Paris

Fig. 1.3. — **Signification des principaux figurés lithologiques employés dans les figures de ce texte et de mes publications antérieures.**

tassilien) ne pouvaient recevoir aucune attribution stratigraphique tant soit peu précise. L'unique solution à cette lacune de nos connaissances se trouvait dans l'exécution de forages profonds. Or ces forages profonds, pratiquement inexistants avant 1953, ont débuté à cette époque et se sont aussitôt développés et multipliés d'une façon prodigieuse. Le dynamisme de l'exploration pétrolière, rapidement soutenu et encouragé par des découvertes d'une importance et d'une valeur exceptionnelles, apportait brutalement les données que la nature n'avait pas offertes à l'observation et avec une abondance et une qualité inespérées.

En ce qui concerne l'abondance de ces données issues des forages profonds, je rappellerai seulement que le nombre de puits ayant traversé le Mésozoïque est de l'ordre de plusieurs centaines, dont plus de 150 ont été étudiés et réinterprétés par mes soins (*op. cit.* 1971). Seul un degré carré (1) ne comportait aucun forage profond il y a quelques années, à l'époque où j'ai mis fin à la phase des études analytiques. La plupart des degrés carrés comportent de deux ou trois à une dizaine de sondages. En outre il ne faut pas oublier qu'aux sondages disséminés, correspondant aux puits d'exploration, s'ajoute le réseau très serré des puits d'exploitation sur les champs. Or ces réseaux serrés — dont les données ne sont que rarement ou partiellement hélas dans le domaine public — sont d'un intérêt extrême. En voici la raison. Un des inconvénients majeurs des données apportées par les sondages réside dans leur caractère éminemment ponctuel, par rapport à de grands affleurements continus. Et ce caractère ponctuel laisse une part très grande à une interprétation plus ou moins hypothétique (discordance, passage de faciès, lacune originelle, etc.), dès que des différences apparaissent entre les coupes des sondages successifs. Or l'examen des données des champs permet le plus souvent de pallier pleinement cet inconvénient : la proximité des puits, leur nombre très élevé, leur répartition en surface (aux intersections d'un carroyage) apportent des données d'une extrême densité et de ce fait d'une grande précision, capables de lever la plupart des indéterminations auxquelles il a été fait allusion ci-dessus.

En ce qui concerne la qualité de ces données de sondages, il faudra évoquer tout l'arsenal des méthodes de surveillance, de règle lors de l'exécution des forages modernes : l'analyse systématique des déblais (examen à la binoculaire, lames minces éventuellement, calcimétries-dolomimétries, etc.), le recours permanent à toute une gamme de diagraphies — instantanées ou différées — pour parfaire l'interprétation lithologique, les études paléontologiques, minéralogiques, physico-chimiques, en laboratoire ; l'ensemble aboutit à des coupes dont l'exactitude et la précision peuvent rendre jaloux le géologue de terrain universitaire, artisan de la profession, à une époque où celle-ci s'engouffre dans l'ère industrielle.

Et puis, pour en revenir au Mésozoïque saharien, je dirai qu'il y avait là un terrain d'élection pour une étude par sondages à cause de la rareté ou de l'absence des déformations tectoniques. L'insignifiance des pendages existants justifie le plus souvent d'assimiler directement la longueur sous laquelle une formation a été traversée, à son épaisseur réelle. Davantage, on pourra y étudier des évaporites qui se trouvent, malgré leur masse considérable et leur profondeur d'enfouissement élevée, dans les rapports mutuels de leur dépôt, préservées le plus souvent de tout mouvement halocinétique grâce à la rigidité exceptionnelle de cette plateforme saharienne.

Bref, il était exclu d'envisager une étude d'ensemble du Mésozoïque saharien qui ne passe pas par un examen complet et minutieux des données de sondages. D'où tant d'années passées à établir des corrélations — homogènes autant que possible pour tout le bassin —, à dépouiller l'ensemble des données stratigraphiques, paléontologiques, lithologiques, à les traduire en chiffres, puis en courbes (isopaques, isolithes, isopourcentages, combinaison à l'aide des triangles et des tétraèdres, etc.), et en cartes, coupes, schémas ; à les interpréter en termes paléogéographiques, etc. L'essentiel de cette étude a été donné par ailleurs (*op. cit.*). Je n'en reprendrai ici que quelques résultats.

(1) Aire d'un degré de latitude sur un degré de longitude, soit une superficie d'un peu plus de 10 000 km^2. En l'occurrence il s'agit du degré carré limité à l'Ouest par le 3^e degré Est, à l'Est par le 4^e, au Sud par le 30^e Nord et au Nord par le 31^e Nord.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Première partie

PRINCIPES ET MÉTHODES

La stratigraphie est l'étude des roches déposées en couches successives, de leur genèse et de leur signification historique. Elle s'appuie, d'une part, sur l'analyse des relations de ces roches sédimentaires entre elles, avec des roches d'altération, voire même avec des roches éruptives, et d'autre part, sur la connaissance des milieux actuels, marins et continentaux.

Elle représente donc la discipline fondamentale qui, par son caractère synthétique, permet des liaisons entre les autres matières étudiées par la géologie.

G. LUCAS

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE II

L'ANALYSE DES FACIES ET DES CARACTERES SEDIMENTAIRES

A) INTRODUCTION

Plusieurs raisons s'associent pour conférer un immense intérêt à la plateforme saharienne dans l'étude et l'interprétation des phénomènes sédimentaires :

1) L'absence ou l'insignifiance des perturbations tectoniques grâce auxquelles un immense bassin sédimentaire peut être observé dans la situation et les rapports mutuels mêmes qui ont présidé à son dépôt. Nul phénomène diapirique n'est venu obscurcir la répartition des différents sels évaporitiques. Nul phénomène de charriage n'a réalisé le rapprochement ou l'intrication des faciès originellement lointains. Nul bouleversement tectonique n'est venu rendre les corrélations difficiles et la définition d'unités stratigraphiques incertaine. D'où la possibilité, extraordinaire, de suivre telle unité stratigraphique malgré des changements de nature lithologique, malgré l'absence de faune, malgré parfois une épaisseur très faible sur plusieurs centaines de milliers de km^2 : la considération de cette couche fournit alors un véritable "instantané" de la sédimentation du passé.

2) Des conditions d'affleurement littéralement exceptionnelles dues à l'absence de végétation, à l'absence fréquente de tout sol, actuel ou relique, et à la localisation des grands épandages détritiques post-mésozoïques. Je reviendrai et illustrerai ce point ci-dessous, dans les paragraphes consacrés aux études de terrain.

3) La taille inaccoutumée de ce bassin (1) et en même temps sa situation singulière, entre le domaine mésogéen d'une part et d'autre part une des masses continentales les plus importantes de la planète – le bouclier africain –, font que l'on y trouve *en continu* des gammes de faciès exceptionnelles. Non seulement on peut passer, dans un même niveau, de couches franchement marines à des dépôts d'allure entièrement continentale ; mais ce passage est d'une extrême progressivité et les intermédiaires ont une variété et une importance inconnues ailleurs.

B) LES ETUDES DE TERRAIN

1. LES COUPES : Conditions d'exposition et constance remarquable des successions.

Les conditions d'affleurement excellentes et une structure quasiment horizontale convergent pour que le Mésozoïque saharien offre des coupes remarquablement bien exposées facilitant une étude très fine. L'existence de telles coupes bien exposées est d'ailleurs classique dans la plupart des pays arides et indemnes de déformations importantes : les couches du grand canyon du Colorado constituant un exemple particulièrement connu de ce fait.

Mais les successions, ainsi offertes à l'étude, ont un intérêt d'autant plus grand qu'elles conservent une constance remarquable sur des distances parfois considérables. A vrai dire cette constance caractérise surtout les séries sédimentaires sous *influence marine*. C'est-à-dire qu'elle est fréquente dans le Nord ou dans le centre du

(1) La taille inaccoutumée de ce bassin comparée en particulier à ceux d'Europe occidentale où ont été élaborées la plupart des notions de géologie classique.

Source : MNHN, Paris

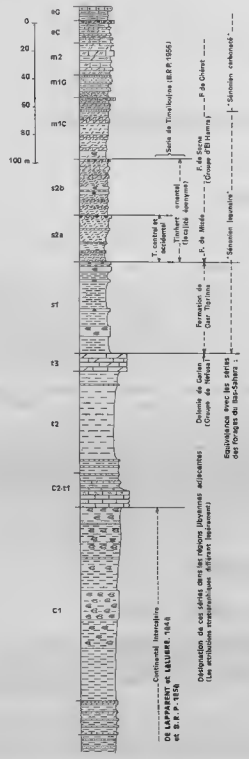


Fig. II.1. – Reproduction légèrement réduite de la coupe synthétique et schématique du Crétacé supérieur de la carte géologique Fort-Flatters (Tinrhert oriental). Les unités de cette coupe ont été en général cartographiées de façon continue d'une extrémité à l'autre de cette feuille au 500 000e soit sur plus de 400 km de l'Est-Nord-Est à l'Ouest-Sud-Ouest, malgré l'épaisseur parfois très faible de ces unités. Sur le côté droit, implantation des principales unités utilisées au Tinrhert, dans la partie centrale du bassin mésozoïque saharien et dans la hamada-el-Homra, voisine par rapport à la coupe lithologique et équivalence stratigraphique entre ces unités (voir 2e partie).

Source : MNHN, Paris

bassin (voir ci-après : les études de sondages) ; mais au contraire, dans une province aussi méridionale que la hamada de Tinrhert, seuls les terrains – encore marins ou à influence marine – du Crétacé supérieur en offriront des exemples démonstratifs. Je me contenterai de reproduire ci-à côté (fig. II.1) une coupe type du Crétacé supérieur de la feuille au 500 000e Fort-Flatters (feuille couvrant une superficie correspondant à une quinzaine de départements français) et trois photos aériennes verticales illustrant le comportement morphologique de ces séries. Les deux premiers clichés suffisent à montrer la qualité des affleurements et l'extrême individualité des séries distinguées, malgré leur faible épaisseur. Sur la première (pl. I), représentant la bordure de la dépression d'In-Adaoui, on remarquera la falaise des argiles turoniennes (t2), le plateau des dolomies du Turonien supérieur (t3), les argiles à gypse du Sénonien (S1), puis les niveaux carbonatés inférieurs (S2a). Sur la seconde (pl. 1), représentant la haute vallée de l'oued Tamendjelt, s'observent les calcaires silicifiés du Sénonien (S2b), la falaise argilo-carbonatée du Maestrichtien (m1C), le plateau des grès à Laffittéines (m1G) et enfin la série des calcaires à *Echinotiara* (encore maestrichtienne). Si ces successions n'ont rien de remarquable sur les superficies minimes auxquelles correspondent ces photos, il convient de rappeler que les termes correspondants ont pu être distingués et cartographiés sur 4° de longitude, bien que certains de ces termes (c2-t1, t3, eC, eG) dépassent parfois à peine une dizaine de mètres d'épaisseur. C'est dire que la légende de cette carte au 500 000e peut, au moins à certains niveaux, atteindre la finesse et la précision stratigraphique d'une carte de base (20 ou 25 000e, ou 50 000e) d'une des régions classiques d'Europe occidentale. Encore faut-il préciser pour être complet que certaines de ces unités stratigraphiques s'étendent jusqu'au Tademaït et jusqu'au Sud du Mzab, l'affleurement de la dalle du Cénomanien supérieur – Turonien inférieur décrivant ainsi une courbe de plus de 1 300 km sur le seul territoire du Sahara algérien ; tandis que d'autres (t2, t3) s'étendent au moins jusqu'au Tademaït.

Ces successions bien exposées, régulières et même très constantes, facilitent les mesures d'épaisseur et l'échantillonnage des séries. Sans passer en revue les différentes méthodes appliquées à ces échantillons – au demeurant méthodes tout à fait classiques –, je ne donnerai qu'un exemple (fig. II.2) se rapportant à *l'étude aux rayons X des argiles turoniennes* (t3) *de la coupe de Gara-Brune, près d'Ohanet*. A priori de telles études peuvent être favorisées par l'absence ou l'insignifiance d'actions post-sédimentaires à imputer à des déformations tectoniques ou à un enfouissement sous épaisseur importante de sédiments ; elles peuvent l'être aussi par la possibilité de suivre une évolution latérale même à longue distance sans être gêné par des difficultés de corrélation, des biseautages ou des passages de faciès fréquents et enfin par les difficultés créées par la répartition discontinue et anarchique des affleurements que connaissent la plupart des régions.

Je ne m'étendrai pas sur les caractères minéralogiques des composants argileux de ces marnes, qui réclameraient sans doute une diagnose de spécialiste. Ce qui me paraît intéressant c'est l'évolution régulière mise en évidence depuis la base jusqu'au sommet de cette formation marneuse. D'échantillon en échantillon en effet l'importance de la kaolinite s'amenuise : le pic correspondant, très remarquable dans le premier échantillon, diminue dans les suivants, puis disparaît. Au contraire les autres (6 à 9 A) s'accroissent et s'*organisent* de la base jusqu'au sommet où s'affirme une illite d'une belle cristallinité. Cette évolution, notons-le, s'intègre parfaitement aux données issues des autres observations. L'apparition de cette série argileuse est brutale, elle a mis fin de façon instantanée à l'élaboration carbonatée : le phénomène pourrait correspondre à l'entraînement de kaolinite jusqu'alors élaborée et stockée sur un continent voisin. Au contraire dans le haut de la série marneuse, on constate un passage progressif à la récurrence carbonatée sus-jacente : il doit s'agir d'un milieu plus pélagique, favorable à la reconstitution, à l'agradation de minéraux argileux, illite en particulier, avant qu'il n'ait permis le rétablissement de la sédimentation carbonatée.

2. LES SURFACES STRUCTURALES

Alors que bien des régions – en pays de plateforme ou en pays alpin – offrent des coupes aussi belles parfois que les coupes sahariennes, au contraire l'existence d'immenses surfaces structurales rigoureusement décapées est l'apanage de régions à la fois horizontales et d'une extrême aridité, en particulier donc des affleurements sahariens. Or la possibilité d'observer "à livre ouvert" des surfaces structurales est d'un immense intérêt pour l'interprétation des processus sédimentaires et des conditions de dépôt. L'exploitation de cette possibilité a été réalisée de façon particulièrement brillante par l'équipe de géologues de l'Institut français du Pétrole, dans leur étude du Paléozoïque inférieur saharien. Les exemples issus de l'étude du Mésozoïque saharien, pour être sans doute moins grandioses et moins spectaculaires, n'en sont pas moins intéressants.

Le premier cliché (pl. II) destiné à illustrer ces surfaces structurales exceptionnelles, concerne celle des calcaires du Cénomanien supérieur. J'ai déjà évoqué ci-dessus l'aire prodigieusement grande de cette dalle épaisse d'une dizaine de mètres seulement – une vingtaine parfois avec les calcaires du Turonien inférieur sus-jacents –. Dans l'exemple retenu, qui se situe au Sud de la dépression du Takouazet, cette dalle couvre la totalité de l'aire photographiée – à l'exception d'une infime portion à l'extrême-Nord où apparaît un cap de la cuesta turonienne. Or une très légère déformation tectonique a atteint la région. En l'occurrence un infime soulèvement du compartiment oriental par rapport à l'occidental. Ce mouvement s'est traduit dans le modelé topographique car il a induit le ravinement généralisé du compartiment oriental, en contraste complet avec la surface

Source : MNHN, Paris

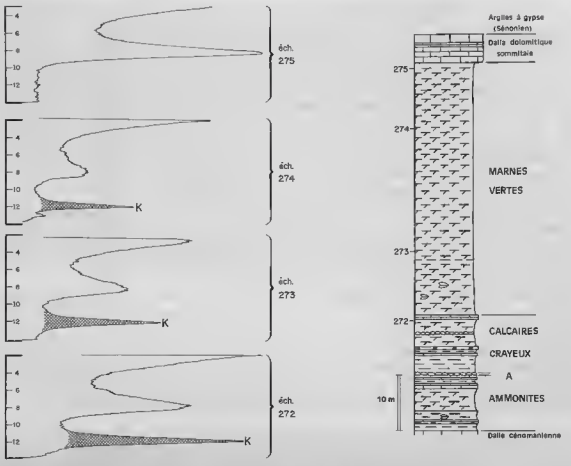


Fig. II.2. — **Diffractogrammes de quatre échantillons de marnes turoniennes** recueillies dans la coupe de Gara Brune (GB. 101 — coord. V4), au Nord d'Ohanet, **avec la position des échantillons sur une coupe schématique** : les "calcaires crayeux à Ammonites" représentent la moitié supérieure du C211 de la fig. II.1 ; les marnes vertes, le t2 ; la dalle dolomitique sommitale le t3.

lisse de l'occidental. Néanmoins, malgré ce mouvement et malgré ces ravinements, la mince dalle du Cénomanien supérieur couvre d'un voile ininterrompu tout le plateau examiné, comme elle couvre d'immenses superficies de la frontière libyenne à la région d'El-Goléa.

Alors que l'exemple ci-dessus ne comportait d'enseignement que sur la régularité et la constance d'affleurement des niveaux les plus fins, les exemples suivants visent à illustrer effectivement **l'intérêt des surfaces structurales quant à l'interprétation des phénomènes sédimentaires.**

Le second cliché (pl. III) couvre la partie moyenne des grès de Zarzaïtine au Sud d'In-Amenas, et plus précisément au Sud de Tiderer. L'existence d'une striation Nord-Sud ou Nord-Nord-Est-Sud-Sud-Ouest y apparaît de façon manifeste. Ces stries correspondent à des corps gréseux allongés qui évidemment s'individualisent beaucoup plus faiblement en coupes et qui, de ce fait, auraient eu toute chance de passer inaperçus en l'absence de surfaces structurales aussi bien exposées. Sans traiter ici du fond du problème (G. Busson, à paraître), qui exigerait une illustration et des développements déplacés ici, je préciserai que certains de ces corps gréseux correspondent à des chenaux qui ravinent des formations stratifiées, également gréseuses, antérieurement déposées ; tandis que d'autres apparaissent comme des masses ovoïdes ou en formes de cigares et l'individualisation de ces derniers ne semble prendre sa source que dans l'existence d'un ciment particulier. La nature de ces corps et les formes qui les affectent amèneraient à les rapprocher des mégarides, dont l'édification est classique en milieu sableux gisant sous une faible tranche d'eau, elle-même agitée de mouvements et de courants.

Les deux clichés suivants (pl. IV) sont des images approximativement du même niveau stratigraphique, la partie supérieure de l'Albien du Djoua (au Sud de la hamada de Tinrhert) ou l'extrême base du Cénomanien,se

Source : MNHN, Paris

présentant sous deux faciès différents : les plateaux de l'Ouest (photo 220) sont purement gréseux ; alors que les surfaces structurales qui apparaissent à l'Est (photo 162) sont constituées de dolomies et d'argiles dolomitiques et pélitiques. *Or il est singulier qu'à travers cette modification de faciès radicale aient continué à jouer les processus qui engendrent les stratifications obliques.* Ce type de stratification n'est point original en matériel gréseux. Il est néanmoins frappant de constater, dans l'exemple illustré (photo 220), que ces stratifications prennent une telle importance que leur marque sur la surface supérieure du banc qui les contient (surface supérieure qui constitue le plateau lui-même) soit aussi nettement visible sur une photographie aérienne dont l'échelle d'origine est seulement du 50 000e.

Sur cette photo aérienne, la surface du plateau gréseux est en effet couverte de fines stries linéaires, parallèles, courbes, organisées en un réseau, évoquant la trace d'un coup de râteau ou d'un peigne. Il existe une véritable mosaïque de ces réseaux qui se recoupent mutuellement. Le même document établit que cette striation n'est pas seulement un caractère purement superficiel : c'est elle en effet, dans de nombreux cas, qui a induit le creusement du réseau de drainage. Des observations faites au sol, dans des ravins entaillant ce plateau gréseux, il ressort que des lames de grès, litées, inclinées de 20° environ, caractérisent ce plateau gréseux et lui confèrent, en plan horizontal, une allure striée à très petite échelle. Le dispositif réalisé évoque la formation de barres sableuses par "accrétion" successive le long d'un littoral en régression, telle que l'ont décrite J.R. Curray et D.G. Moore (1964) sur la côte de Dagarit au Mexique. Il ne saurait être question de régression pour chacune de ces lames gréseuses, mais simplement, sans doute, du déplacement plus ou moins saccadé du corps hydrodynamique responsable du dépôt.

Le second cas (photo 162) est encore plus remarquable puisque ce sont alors des lames de dolomies – dolomies à structure finement cristalline et nombreux pores de dissolution – qui présentent une stratification inclinée, au sein d'argiles dont la stratification n'apparaît pas clairement.

Sur la photo aérienne s'observent des traces en coups de râteau : fines lignes blanches, rectilignes ou plus souvent courbes, et groupées en faisceau, toutes les lignes d'un faisceau pouvant être recoupées par le faisceau voisin. Or ces lignes correspondent à des lames de dolomie blanche affectées d'un pendage de l'ordre de 15°. En fait ces lames ne se poursuivent pas en profondeur : le niveau argilo-dolomitique n'excède pas au total quelques mètres et se trouve surmonté par des argiles rouges à dents de *Ceratodus*. Le processus de dépôt n'apparaît pas nettement, mais à coup sûr il s'apparente plus à ceux mis en œuvre dans l'épandage des sédiments détritiques (édification de barres, de flèches sableuses littorales, etc.) qu'à ceux habituels en sédimentation carbonatée.

Le plateau des grès maestrichtiens (grès marins, à Inocérames et *Zuffardia*) du Tinrhert oriental – au Sud et au Sud-Ouest de Rhadamès, entre le haut Oued-Mariksène et Gara-ech-Chouf – présente également une surface structurale tout à fait remarquable (pl. V).

La striation qui affecte la surface de ce plateau gréseux ne se traduit pas par des phénomènes spectaculaires *sur la tranche*, c'est-à-dire sur les coupes visibles en bordure de plateau. Il ne s'agit pourtant point d'un trait purement superficiel, puisque la direction même de ces stries s'est imposée pour induire le réseau de drainage et le jeu de l'érosion partout où celui-ci a cisaillé le plateau. On remarquera la régularité, la rectitude absolue et le parallélisme de ces stries ; le fait qu'elles sont spécifiques de ce niveau stratigraphique, puisque ni le substratum des grès maestrichtiens, ni les calcaires sus-jacents (qui s'observent çà et là en buttes-témoins) n'en sont affectés. Le trait est original, sédimentaire, quoique coïncidant avec la direction générale du pendage régional ; cette direction d'ailleurs correspond en même temps au gradient d'épaississement entre la terrasse d'Alrar au Sud-Sud-Est et les zones plus épaisses du Zemoul-el-Akbar et du Grand Erg oriental. Sans que le détail de cette striation puisse être interprété et expliqué, il est vraisemblable, qu'il s'agit là de l'effet de courants eux-mêmes très réguliers et très constants sur un matériel sablo-argileux non encore induré.

La dernière photo (pl. V) concerne le Maestrichtien de la région d'El-Biod (Tinrhert central) à un niveau stratigraphique à peu près identique au précédent, mais en matériel ici argilo-carbonaté.

Des réseaux de stries sont encore mis en évidence par ces couches. A la différence des précédentes la complication des figures correspondantes est telle que ces réseaux tendent parfois à évoquer une empreinte digitale. Sur le terrain, il s'avère que cette apparence de stries est causée par le pendage (d'une valeur d'une vingtaine de degrés en général) de dalles de dolomie microcristalline, dure, dont la tranche forme une arête en relief ; et de dolomies jaunâtres, finement poreuses, constituant une dépression entre les arêtes précédentes. Etant donné le matériel mis en jeu et la disposition précise observée, il semble peu probable qu'il y ait là une pente de dépôt, comparable par exemple au pendage de dépôts frontaux. On peut penser au contraire que des couches originellement continues ont été soumises à un véritable réseau de fractures et basculées le long de ces fractures. Par ailleurs ce décalage de couches n'affecte ni les niveaux sous-jacents, ni les niveaux sus-jacents : le réseau de fractures serait donc syn-sédimentaire. En somme aussitôt après le dépôt de couches argilo-dolomitiques maestrichtiennes, le matériel *encore frais* aurait pu être affecté d'un réseau de cassures qui se serait accompagné d'un basculement des couches. Il est à noter que cette interprétation n'est en contradiction ni avec le site du phénomène – à moins de 5 km à l'Est de la zone plissée d'El-Biod – ni avec le niveau stratigraphique où il se localise, puisque le Maestrichtien, objet de passages de faciès et d'amincissements remarquables sur cette zone plissée, a pu être animé de certains mouvements tectoniques contemporains de la sédimentation.

Conclusions

Parmi les immenses superficies couvertes par des dalles structurales dans ce Mésozoïque saharien les quelques exemples, un peu spectaculaires sur photos aériennes, qui ont été choisis, évoquent en majorité des phénomènes qui naissent dans la nature actuelle en *milieu littoral*. On ne saurait admettre que la bande d'affleurements présents coïncide, à chacun des niveaux stratigraphiques examinés, avec le *littoral* séparant le domaine continental de la mer. Ce simple fait suggère déjà l'importance extrême, anormale même, des processus littoraux dans la sédimentation de ce Mésozoïque saharien. C'est un thème sur lequel je reviendrai en plusieurs occasions.

Source MNHN, Paris

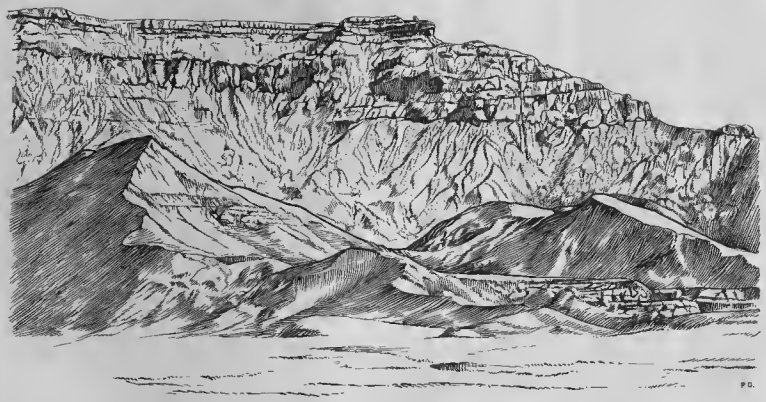


Fig. II.3. – Dessin d'après une photographie de la partie méridionale de la falaise de la Reculée (Cf. Rcl.1 – coord. W3) (vue prise de l'Ouest vers l'Est). Les grès massifs, parfois indurés, qui ont déterminé les éperons rocheux de l'arête sud (à droite du dessin) passent en quelques centaines de mètres à des niveaux sableux fins, argilo-sableux et même argileux, responsables du modelé très doux de la partie gauche de la falaise.

Source : MNHN, Paris

3. LES PASSAGES DE FACIES

On a vu ci-dessus que les conditions d'affleurements parfois excellentes du Mésozoïque saharien permettaient de constater la continuité extraordinaire de certaines unités stratigraphiques et leur constance de faciès remarquable. A l'inverse de ce phénomène – qui est le plus fréquent et le plus frappant – on observe pourtant parfois des passages de faciès, qui peuvent même être rapides, quasiment linéaires, malgré l'importance de la tranche verticale affectée. Or ces passages de faciès bénéficient en plusieurs occasions de ces mêmes conditions d'affleurements excellentes. Ils peuvent imprimer leur marque dans le paysage avec tant de netteté que l'exposé – sous la forme d'une photo aérienne ou d'un dessin – peut présenter un certain intérêt didactique.

a) Passages de faciès dans les grès de Zarzaïtine (Trias du Sud-Est de la hamada de Tinrhert).

La falaise orientale de la Reculée (Rcl.1-coord. W3) offre parmi les plus beaux exemples de passages de faciès et de sédimentation lenticulaire des affleurements des grès de Zarzaïtine. Deux figures différentes suffiront, je pense, à en donner une idée. La première (fig. II.3) est un schéma réalisé à partir d'une photographie, schéma qui correspond à l'extrémité méridionale de cette falaise (vue prise de l'Ouest vers l'Est). Dans la coupe visible sur la partie gauche du schéma, plus de 35 m d'argiles rouges, homogènes, existent à la partie moyenne. Or ces argiles disparaissent en quelques centaines de mètres, par *passage de faciès*, au profit de grès grossiers, massifs, qui constituent en partie l'arête méridionale et lui donnent son modelé rocheux.

Les deux coupes données par ailleurs (fig. II.4) ont été relevées respectivement au Nord et au Sud de cette falaise, à 3 km l'une de l'autre approximativement. Les différences entre ces deux coupes, étudiées et mesurées dans les mêmes conditions, sont considérables et parfaitement mises en évidence grâce à l'absence de couverture. On notera en particulier l'extrême amenuisement de l'importante passée argileuse qui occupe le tiers médian de la coupe la plus méridionale ; puisque celle-ci a pratiquement disparu dans la coupe septentrionale. L'apparition de telles différences sur 3 km ne doit pas étonner dès lors que l'on constate dans la coupe septentrionale l'existence d'une lentille conglomératique qui, sur quelques mètres de distance, passe d'une épaisseur supérieure à 10 m à un biseautage total au sein des sables encaissants.

Soulignons que ces passages de faciès, s'ils sont remarquables par leur ampleur et leur rapidité, n'ont rien néanmoins pour étonner, étant donné les faciès détritiques où ils s'observent et les milieux fluvio-deltaïques ou littoraux où ils ont pris naissance. Les exemples suivants seront donc choisis dans d'autres faciès.

b) Le passage de faciès du Lias-Dogger inférieur en aval de Foum-Tatahouine (Sidi-Mosbah)

C'est un des passages de faciès les plus importants du Mésozoïque saharien par l'épaisseur de la tranche de terrain impliqué et par le renouvellement des conceptions stratigraphiques et structurales qu'a permis sa reconnaissance (G. Busson, 1961, 1967). J'ai déjà eu l'occasion par ailleurs de décrire longuement et de fournir une cartographie de détail de cette région du Sud-tunisien. Je me contenterai ici de rappeler les points principaux, en les illustrant avec un simple croquis perspectif (fig. II.5).

D'après les observations et les cartes dues aux différents auteurs (en particulier M. Solignac et E. Berkaloff, 1933, et G. Castany, 1951), de part et d'autre de la basse vallée de l'oued Tatahouine, les calcaires liasiques – ou du Bajocien pour certains auteurs (A.F. de Lapparent, 1954, p. 133) – s'étalent en transgression discordante sur les gypses massifs du Trias supérieur, les argiles, grès et dolomies, du Trias moyen et, enfin, viennent reposer directement sur le Trias inférieur dans la région de Sidi-Mosbah. Parmi les conséquences de cette discordance il y a eu d'abord la création par G. Mathieu d'une phase de plissements matinaliens caractérisée par le fait que le Bathonien (1) reposerait en transgression discordante sur les grès du Trias inférieur. Mais il y avait aussi l'épaississement du Lias ou du Jurassique moyen du Sud vers le Nord (entre la latitude de Ksour-Djelidatt et celle de Sidi-Mosbah), épaississement surprenant dans la direction classique d'amincissement de tous les termes du Mésozoïque.

La réalité est tout autre. Entre la route de Foum-Tatahouine et le djebel Ali-ben-Salah, la partie supérieure des gypses de la Mestaoua se charge très rapidement en bancs dolomitiques, au point de ressembler déjà à la "dolomie informe" du Nord, de Chafiet-ech-Chaba en particulier. A cette latitude les calcaires de Krachoua sont toujours non modifiés, en bancs bien réglés, au-dessus de cette masse dolomitique : il était erroné d'assimiler à ces calcaires de Krachoua la masse dolomitique, qui progresse ainsi, aux dépens des gypses massifs, et non point en transgression discordante sur ces gypses massifs. Dans le Nord du Djebel Ali-ben-Salah, il ne subsiste de gypses qu'à la base de la série, la dolomie qui s'y est substituée constitue l'essentiel du massif ; les calcaires de Krachoua ne font que couronner quelques chicots. Au Zemlet Darhmouss, tout le djebel est formé de cette dolomie, à l'exception d'une passée d'argiles à gypse. C'est l'étude de cette évolution qui permet d'interpréter la série qui apparaît, plus au Nord encore, après la lacune de visibilité de l'Oued Tatahouine, où j'ai fait débuter la province septentrionale. Là encore c'est à tort que les auteurs précédents rapprochaient des calcaires de Krachoua les dolomies de Sidi-Mosbah et toutes celles constituant le djebel Chafiet-ech-Chaba. En réalité, les calcaires de Krachoua ne constituent que

(1) Quelques kilomètres au Nord de Sidi-Mosbah les calcaires effectivement discordants sur le Trias inférieur ont été localement attribués par G. Mathieu à du Bathonien. On sait qu'il s'agit en fait de calcaires du Trias supérieur (pour un historique sur ces questions complexes, voir 1967, p. 19).

Source : MNHN, Paris

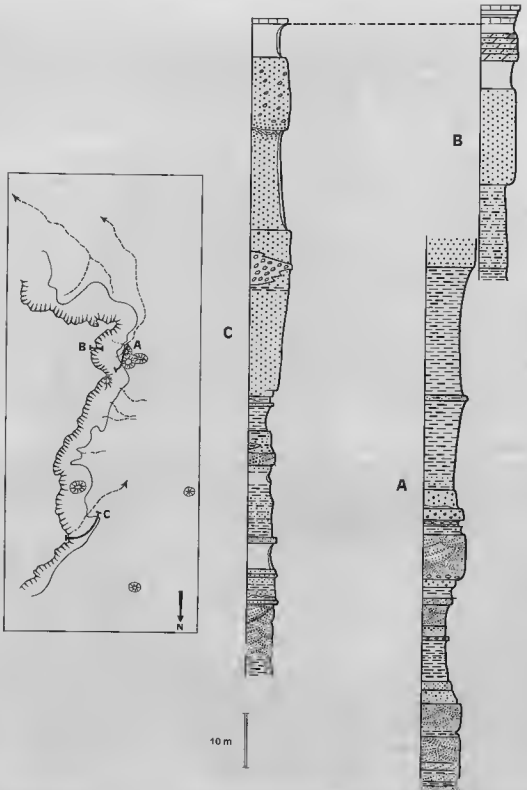


Fig. II.4. — Grès de Zarzaïtine (Trias supérieur) : 2 coupes successives, distantes d'environ 3 km, relevées sur la falaise orientale de la Reculée (Sud du Tinrhert, feuille au 1/500 000 Illizi — Fort de Polignac). Le niveau repère sommital, parfaitement concordant avec le reste de la série, permet de "caler" avec précision ces deux coupes l'une par rapport à l'autre.

Source : MNHN, Paris

Fig. II.5. – **Vue panoramique du Nord-Est vers la vallée de l'oued Tatahouine et les régions qui l'encadrent.** A gauche ("Province centrale" *in* 1967) le Lias-Dogger inférieur est représenté par la masse importante des gypses de la Mestaoua qui sont couronnés successivement par le Bathonien (calcaires de Krachoua puis argiles et grès de Techout), et le Callovien-Oxfordien (calcaires et marnes de Foum-Tatahouine, couronnés par une dalle calcaire sommitale remarquable, le "Kimmeridgien" des auteurs). Dès le Dj. Ali-ben-Salah, on voit les gypses de la Mestaoua passer latéralement à des dolomies, qui affleurent fort bien au Nord de l'oued Tatahouine ("Province septentrionale" *in* 1967), entre Sidi Mosbah et le dj. Chaffet-ech-Chaba. Au-dessus se retrouve la succession Bathonien, Callovien, Oxfordien, mais très amincie et plus carbonatée que dans la Province centrale. On comparera à l'interprétation ancienne (voir 500 000^{e}, Tunisie feuille 2, de 1952) où la base des calcaires de Krachoua passait à la base des dolomies de Chaffet-ech-Chaba, avec discordance principale sur les gypses, alors attribués au Keuper.

Source : MNHN, Paris

quelques sommets de ce massif ; tout le reste de la série correspond à un équivalent latéral des gypses de la Mestaoua et éventuellement des dolomies du Rehach, très aminci et profondément modifié pétrographiquement dolomie informe de Chaffet-ech-Chaba, argiles rouges à banc de gypse et, à la base, dolomies jaunes de Sidi-Mosbah, A ces faits cartographiques s'est ajoutée la découverte, plusieurs kilomètres au Nord, à la latitude de Kef-el-Aneba, de Myophories triasiques dans les dolomies jaunes qui prolongent celles de Sidi-Mosbah et qui reposent, dès cette latitude, en discordance sur les grès du Trias inférieur. Ces dolomies jaunes représentent l'équivalent latéral des calcaires et dolomies du Rehach dans la Province centrale.

Plusieurs centaines de mètres des gypses de la Mestaoua sont donc passés, en quelques kilomètres, à quelques dizaines de mètres d'argiles rouges et de dolomie cristalline. Les rectifications de contour et d'attribution permises par la mise en évidence de ce passage de faciès montrent que l'amincissement des séries triasiques et jurassiques du Sud-Est vers le Nord-Ouest se fait avec beaucoup de régularité ; en outre la série comprise entre la discordance de base —sur le Trias inférieur— et le Jurassique supérieur, loin de ne comprendre que le Bathonien, est une série compréhensive allant du Trias à la base du Malm.

Du point de vue des méthodes de travail même, cet exemple est important. En effet grâce à la simplicité structurale de ces séries sahariennes et surtout grâce à la continuité et à la régularité des unités stratigraphiques, les photos aériennes constituent un outil d'usage constant pour établir des corrélations entre les coupes, les raccorder entre elles et finalement passer du levé de quelques coupes à une carte géologique. Cependant l'exemple ci-dessus établit que la photo-interprétation —même aidée par les corrélations dues aux microfaciès— ne devrait jamais dispenser de lever des contours pour relier les coupes les unes aux autres. Même en pays structuralement simple la méthode conduit à des erreurs et particulièrement dans l'Extrême Sud-tunisien où les problèmes stratigraphiques prennent leur source dans d'importants passages de faciès, qui ne sont pas —ou mal— décelables sur photos aériennes. Le levé de contours à pied et au marteau demeure, dans l'état actuel des techniques, une besogne souvent irremplaçable.

c) Le Turonien du haut oued In-Adaoui

On sait que le Turonien se présente sous la forme d'une barre carbonatée massive sur la plus grande partie de la plateforme saharienne, ainsi que sur une partie importante de la Berbérie. Mais, à côté de ce faciès assez monotone, on rencontre aussi une triade lithologique avec calcaires inférieurs (partie supérieure du C2-t1 de la fig. II.1), marnes médianes (t2) et "calcaires supérieurs" (t3) : ce type de succession s'étend de la région d'El-Goléa au Tadémaït et du Zemoul-El-Akbar à la région de Fort-Flatters (*op. cit.* fig. 108). L'affrontement des deux types se fait, en particulier, entre Ohanet et la Daïa Ouine-Eslak, au Nord d'In-Akhamil (carte au 200 000e *In-Amenas* ; G. Busson, 1964). Dans la région d'Ohanet la présence des marnes vertes médianes sous la dalle des calcaires supérieurs détermine la très belle cuesta turonienne qui limite vers le Nord le plateau d'Ohanet (cf. coupe de Gara-Brune, fig. II.2). A l'Est au contraire, la présence d'une série carbonatée massive (fig. II.6), relativement homogène, entraîne l'élimination complète de cette cuesta et l'apparition, au contraire, d'un relief de causse (1) très caractéristique. Or le détail même du passage de l'un à l'autre type de succession s'observe à merveille dans la région du haut oued In-Adaoui, en particulier entre cet oued et l'oued Askarêne, une quinzaine de kilomètres plus au Sud (pl VI).

(1) Ce pays carbonaté homogène porte parfois dans les régions sahariennes le nom de *chebka* (ou filet) ; car le réseau hydrographique qui disséque finement ce paysage s'y trouve dépourvu de lignes directrices.

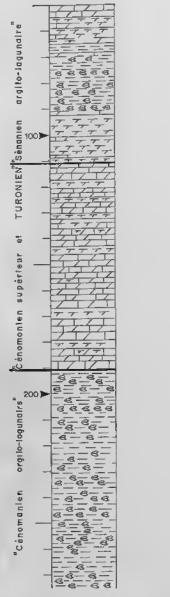


Fig. II.6. – Coupe du Turonien et des terrains encaissants dans le sondage de Tamadenet 1 (puits d'eau), au Nord-Est du domaine couvert par la mosaïque de photos aériennes de la pl. VI : le Turonien n'est plus représenté que par une barre carbonatée massive ; les marnes et argiles vertes si importantes à l'Ouest (fig. II.2) ont disparu ici. Les altitudes sont celles proposées sur le log établi par la société.

Source : MNHN, Paris

La mosaïque de photographies aériennes ci-jointe permet de reconnaître avec quelle clarté un tel passage de faciès peut s'observer dans ces régions sahariennes. La cuesta (au Nord du cliché), dont le front affecte une direction Ouest-Nord-Ouest-Est-Sud-Est, au pied de laquelle court l'oued In-Adaoui, est particulièrement intéressante à examiner. A l'Ouest, cette cuesta correspond à une falaise importante, constituée pour l'essentiel des marnes médianes turoniennes (point 1 de la figure). Au fur et à mesure que l'on va vers l'Est, apparaissent vers la base de cette falaise – ou de ce qu'il en reste – des niveaux indurés, carbonatés (points 2, 3, 4, 5), qui s'agrègent bientôt au plateau inférieur, qui de ce fait *monte dans la série*, aux dépens des marnes qui s'amenuisent de façon complémentaire. Finalement, tout-à-fait à l'Est, il n'y a pratiquement plus de dalle de calcaires supérieurs couronnant une falaise, mais un empilement de bancs calcaires (point 6), vraisemblablement encore séparés par de minces lits argileux, avant qu'apparaisse une morphologie de chebka bien caractérisée (point 7). Le passage de faciès est alors complètement réalisé.

C) LES ETUDES DE SONDAGES

Les formations recoupées par les sondages profonds d'exploration pétrolière ont en général fait l'objet d'une surveillance particulièrement minutieuse. On dispose ainsi de coupes connues avec une précision et une abondance de données, supérieures à bien des coupes d'affleurements. Seuls deux moyens de reconnaissance de la série seront rapidement évoqués ici 1) les études sur déblais de forages ; 2) les études sur diagraphies. Ce faisant, je passerai sous silence le moyen le plus perfectionné qui est l'étude de carottes, la justification s'en trouve dans le fait que les carottes n'ont été prises que parcimonieusement dans le Mésozoïque et de plus la quasi-totalité de celles qui existent proviennent du Trias gréseux, qui, en épaisseur, ne représente pas plus que le 1/10e de la totalité de la série mésozoïque.

1. LES ETUDES SUR DEBLAIS DE FORAGES

a) L'échantillonnage

L'échantillonnage des déblais remontés et déposés sur les tamis par la boue a été fait systématiquement par les sociétés opératrices. Le plus souvent un échantillon est prélevé tous les mètres de l'avancement. Soulignons déjà ce qu'un tel automatisme dans l'espacement de l'échantillonnage – sans être l'apanage exclusif des opérations de surveillance de sondages – peut avoir de précieux. Dans combien de cas en effet, sur le terrain, cet espacement est agrandi parce que la série en cours d'étude apparaît monotone à l'œil, au détriment de variations, importantes quoique non apparentes, qu'aurait pu mettre en évidence la poursuite d'un examen systématique. La détermination du niveau originel de ces déblais résulte d'une estimation mettant en jeu la vitesse d'avancement et le temps de remontée de la boue. La vitesse d'avancement fait l'objet d'un enregistrement direct (voir ci-dessous). Le temps de remontée de la boue est apprécié en connaissant le volume total du trou et le débit de circulation. A l'imprécision quant à cette cote d'origine – imprécision palliée en grande partie par les données des diagraphies – s'ajoutent de nombreuses causes d'erreurs : retombées de fragments de couches supérieures, qui se mêlent aux déblais du niveau en cours de forage ; prise en considération d'éléments étrangers (par exemple des corps apportés pour la fabrication de la boue) ; enfin, difficultés d'appréciation et erreurs introduites par le principe même de l'échantillonnage sur tamis vibrants (1).

b) La nature des examens

Sur la sonde même la surveillance géologique est conduite en général de façon systématique. A un premier examen des déblais non débourbés, s'ajoute une étude des déblais débourbés sous loupe binoculaire ; ainsi peut-on déjà se faire une idée sur un grand nombre de caractères des fragments recueillis : dans le cas de roches détritiques, la nature des grains, leur taille, leur forme, leur état de surface, leur induration et la nature du ciment, éventuellement les constituants secondaires, la couleur de la roche et des grains constitutifs ou les pellicules ou carapaces qui peuvent les enrober, enfin la structure et la texture de l'échantillon ; dans le cas de roches carbonatées, la texture, la composition (présence et nature d'éléments figurés, organiques ou autres), la couleur, la présence d'impuretés ou d'inclusions, etc. Le plus souvent est également effectuée une calcimétrie-dolomimétrie (attaque à l'acide chlorhydrique dilué avec mesure du pourcentage de CO_2, en deux temps successifs pour fournir une estimation de la proportion respective des calcaires puis de la dolomie), qui sans viser à une exactitude absolue, fournit une valeur relative d'un intérêt indéniable tant pour la connaissance de la nature lithologique de la série traversée que pour mettre en évidence une évolution verticale ou pour étayer des corrélations entre sondages ou entre la série des sondages et celle des affleurements.

(1) En règle générale dans les séries argilo-sableuses ou argilo-pélitiques – si importantes dans ce Mésozoïque – les sables et surtout les éléments pélitiques recueillis sont moins importants qu'ils ne le sont dans la couche, car ils passent à travers les tamis. Les pourcentages d'argile, déduits du seul examen des déblais, tendent donc à être surestimés. Il en est de même des pourcentages de gypse ou d'anhydrite. Ces erreurs pourront également être en partie corrigées par la considération des diagraphies.

Source : MNHN, Paris

Sur la sonde également, ou plus souvent en laboratoire, vient s'ajouter dans de nombreux cas l'examen de lames minces et de lavages qui permettent le repérage et l'identification des éléments paléontologiques et qui apportent en outre une amélioration considérable des connaissances de la nature pétrographique – en particulier grâce aux ressources du microscope polarisant – des couches traversées.

En même temps que cet examen ininterrompu des déblais, se pratiquent le plus souvent la mesure et l'enregistrement de paramètres (diagraphies dites instantanées). Le diagramme de vitesse d'avancement est l'enregistrement systématique du temps (en nombre de minutes) qu'a demandé le forage d'un mètre de séries. Un exemple en sera fourni ci-dessous qui montrera, je crois, l'intérêt fondamental, quant à l'interprétation lithologique globale, de cette diagraphie. Les caractéristiques de la boue (densité, viscosité, filtrat) peuvent également être mesurées et enregistrées. Sans être conçues spécialement pour parfaire la connaissance de la série lithologique – ou pour pallier les défaillances des autres méthodes –, ces données peuvent apporter dans certains cas des éléments non négligeables.

c) Le log hectométrique

C'est le document synthétique, à l'échelle du 1/500e, qui regroupe les observations ou une partie des observations énumérées ci-dessus ; il s'y ajoute le résultat de mesures concernant les hydrocarbures présents, mesures sur lesquelles je ne m'étendrai pas. Un exemple de log hectométrique est fourni ci-joint (fig. II.7). Les imperfections d'un tel document par rapport à une coupe levée directement (soit sur affleurement, soit au cours de travaux souterrains) sont évidentes. On notera, à de nombreux niveaux, l'importance des retombées ; et également l'extrême difficulté à estimer l'importance respective des différents constituants présents simultanément à un même niveau (importance respective des pélites et des argiles dans une série de pélites argileuses ou d'argiles pélitiques ; importance du calcaire dans une formation marno-calcaire, ou de la dolomie dans une dolomie anhydritique, etc.) ; on notera aussi l'impossibilité de rétablir la structure fine d'un dépôt (constituant secondaire en lits individualisés ou dispersés au sein d'une matrice ; mode et taille des stratifications, etc.) ; on évoquera enfin l'exagération presque inévitable d'un constituant nouveau au sein d'une série homogène et monotone. On remarquera que, dans bien des cas, le *diagramme d'avancement* permet de perfectionner et de préciser les données issues de l'examen direct des déblais. Etant donné le principe même de l'enregistrement (nombre de minutes par mètre), son "pouvoir séparateur" ne saurait être supérieur au mètre et ses enseignements ne sont donc précieux que dans le cas de couches homogènes d'épaisseur nettement supérieure au mètre.

De toute façon, les imperfections mineures auxquelles il a été fait allusion, ne doivent pas masquer l'importance et l'intérêt d'une telle source de connaissances, qui couvre avec une qualité constante plusieurs milliers de mètres de séries.

d) Le log habillé

Je dirai dès maintenant quelques mots de ce document fondamental, bien que dans l'élaboration de la colonne lithologique interviennent les données des diagraphies – pour préciser la nature et la situation exacte des unités lithologiques successives – ; ce qui introduit d'ailleurs l'essentiel de la différence qui sépare cette colonne lithologique de celle du log hectométrique. Amélioré par la considération de l'ensemble des diagraphies (dont il sera question ci-dessous), le log habillé constitue un document d'une qualité encore supérieure à celle du log hectométrique. Toutefois, il est important de noter que le log habillé ne comporte plus de données numériques (pourcentages) sur la proportion des divers constituants dans un même niveau. Les figurés lithologiques même dessinés avec précision et minutie ne sauraient y pallier. Quant à la légende écrite qui accompagne la colonne, elle est précieuse pour les innombrables détails que ne saurait apporter le seul dessin, mais elle est trop souvent foncièrement vague quant à la nature lithologique (argile dolomitique, calcaires gréseux, etc.), quant à l'épaisseur et l'importance des unités lithologiques (marnes avec calcaires en petits bancs, anhydrite avec intercalations dolomitiques, etc.) et quant au mode d'interstratifications (alternance de silts et de grès, alternance de sel et d'argile salifère, etc.). C'est le caractère "sémantisé" de ce type d'information, déjà dénoncé lors des essais du traitement par ordinateur des données lithologiques en vue d'en tirer des cartes de faciès (P. Sauvan, 1968).

Dans mon travail de dépouillement des faciés, j'ai pris conscience de ces lacunes – somme toute mineures par rapport à la moyenne des informations géologiques – car les logs habillés ont souvent constitué la principale source de données dont j'ai disposée, à l'exclusion des logs hectométriques et d'un retour possible aux échantillons (*op. cit.* p. 15).

En conclusion, je tiens à souligner que malgré ces restrictions de détail les logs habillés représentent en général des coupes d'une qualité exceptionnelle, dont le nombre et la densité dans le Mésozoïque saharien ont permis de reconstituer la disposition des faciès et sa logique, quelquefois avec beaucoup de précision.

Source : MNHN, Paris

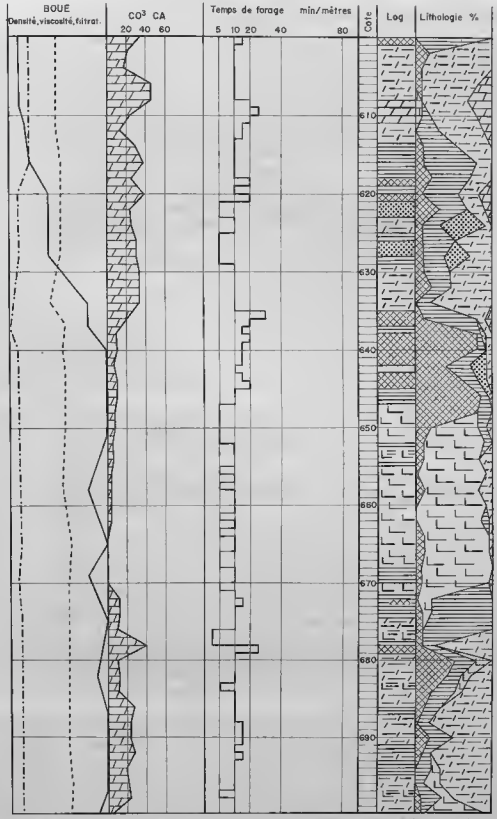


Fig. II.7. – Exemple de log hectométrique dans le Crétacé supérieur d'un puits du Sahara algérien (d'après un document de la S.N.R.E.P.A.L.) : pour un commentaire détaillé, se reporter au texte.

Source : MNHN, Paris

2. LA CONTRIBUTION DES DIAGRAPHIES

Parmi les données de sondages, les diagraphies ont eu sans doute dans l'étude du Mésozoïque saharien une importance particulière et même exceptionnelle. A titre de comparaison, il est évident que dans l'exploration du Paléozoïque le prélèvement de carottes et les études sédimentologiques et surtout paléontologiques qu'elles ont permises – tout en laissant une place de premier plan aux diagraphies – font que celles-ci ne se présentent pas comme l'instrument principal d'investigation et de corrélation. Dans le Mésozoïque, pour des raisons commerciales, les recherches n'ont pas été menées de la même façon : des possibilités plus faibles, comme magasin d'hydrocarbures, n'ont pas poussé à carotter ces niveaux. Sur déblais, les études paléontologiques les plus modernes (matériel palynoplanctologique en particulier) n'ont pas été menées sans doute aussi systématiquement que dans les terrains paléozoïques. A ces impératifs opérationnels se sont ajoutées des lacunes naturelles, en particulier l'extrême pauvreté de ces séries mésozoïques en restes organisés utilisables à des fins stratigraphiques ; évoquons par exemple l'existence de plusieurs milliers de mètres, parfois, de couches évaporitiques à peu près rigoureusement azoïques ou bien celle d'ensembles gréseux n'ayant livré que des débris de bois, etc ; ou encore l'envahissement généralisé des séries méridionales par les faciès clastiques, etc. L'on conçoit que, dans ces conditions, le géologue se soit largement rabattu pour l'étude de ces terrains sur l'examen des diagraphies.

Les **propriétés** dont la mesure est enregistrée sous forme de *diagraphies* sont d'une grande diversité :

1) **La résistivité** mesurée en particulier avec le *carottage électrique* (C E), *le latérolog* (L L), etc. : les roches sèches ayant en majorité une résistivité pratiquement infinie, la grandeur mesurée dépend surtout de la conductivité (inverse de la résistivité) des fluides de la formation ; abondance de ces fluides (roches compactes ou poreuses), nature de ces fluides (eau douce résistante, eau salée conductrice, hydrocarbures très résistants, etc.).

2) **La polarisation spontanée** (P S), différence de potentiel apparaissant entre une électrode que l'on déplace dans le forage et une électrode fixe en surface. Cette différence de potentiel est due en particulier aux contrastes existant entre la concentration électrolytique de la boue (ou plutôt de son filtrat) et la concentration électrolytique des eaux interstitielles d'une couche perméable et des formations argileuses qui l'encadrent. Elle est donc liée à l'abondance des fluides (porosité), à la facilité des cheminements ioniques (perméabilité) et à la nature de ces fluides (salinité surtout).

3) **La radioactivité naturelle** des formations *(log gamma-ray)* qui reflète normalement le contenu en argiles, car les éléments radioactifs tendent à se concentrer préférentiellement dans les argiles (à l'exception évidemment, de niveaux riches en uranium ou de couches de potasse, riches en isotope radioactif K 40).

4) **La quantité d'ions hydrogène par unité de volume** (ou log neutron). Ces ions étant très généralement absents des matrices rocheuses, les teneurs mesurées reflètent principalement l'importance des pores emplis de liquide (mesure de la porosité), la nature de ces fluides, l'importance éventuellement de l'eau de constitution (ex : gypse).

5) **La vitesse de propagation d'une onde acoustique** longitudinale *(log sonique)*. Cette vitesse – ou plutôt son inverse, le temps de parcours d'un intervalle de longueur fixe – dépend pour une formation donnée de la nature lithologique et de la porosité.

De nombreux autres paramètres physiques sont mesurés (densité, cohérence de la roche avec le diamétreur, pendage des couches), sur lesquels je ne m'étendrai pas, non point à cause de leur manque d'intérêt mais parce que je n'ai pas eu l'occasion ou la possibilité d'utiliser systématiquement les diagraphies correspondantes dans mon travail sur le Mésozoïque saharien.

Je n'illustrerai l'apport et l'intérêt de ces différentes diagraphies – ou du moins d'une partie d'entre elles – dans l'analyse des faciès (nature lithologique, cote des couches, épaisseur des bancs, etc.) qu'à propos d'un exemple (fig. II.8). Il s'agit là de la série du Cénomanien *(pars)*, du Turonien et du Sénonien lagunaire *(pars)* d'un puits de la région d'Hassi-Messaoud Nord : Onm.75. Le *log lithologique* est une version simplifiée du log habillé au 500 e, sur l'élaboration duquel je ne reviendrai pas. A gauche figure un *diagramme d'avancement* dont on notera le caractère très expressif par rapport aux principales variations lithologiques. Des vitesses particulièrement élevées (de l'ordre de 5 minutes au mètre, parfois même plus fortes) caractérisent une partie importante de la craie turonienne. Les vitesses sont à peine moins élevées (de 5 à 10 minutes par mètre) dans les argiles salifères et le sel massif, ainsi que dans une partie des argiles ordinaires. L'anhydrite au contraire se marque remarquablement par des vitesses nettement moindres, de l'ordre de 20 à 30 minutes au mètre, pouvant même monter, pour peu que le banc soit massif, à plus de 50 minutes au mètre. Sans qu'il soit nécessaire de rentrer plus dans le détail, ces simples remarques suffiront à se faire une idée du contraste offert par les couches de nature différente pourvu que leur épaisseur ne soit pas négligeable par rapport à la longueur minimale liée au dispositif (1 m).

A droite du log lithologique se trouvent successivement le latérolog, le gamma-ray, le neutron et le sonique. Le *latérolog* marque, avec une précision excellente, les principales zones conductrices : passées argileuses, contenant en abondance une eau de salinité relativement élevée ; craie turonienne complètement imbibée d'eau très salée. A l'autre extrême les couches évaporitiques, massives et compactes et de ce fait dépourvues d'eau susceptible d'apporter une certaine conductivité, constituent les passées les plus résistantes. Mais il est difficile ou impossible de reconnaître sel gemme et anhydrite avec le seul latérolog. Les différences que fait apparaître l'enregistrement entre ces deux sels sont plus liées à l'épaisseur et au caractère plus ou moins massif des bancs qu'à la nature du sel traversé. Le *gamma-ray* marque fort bien les intervalles argileux

Source MNHN, Paris

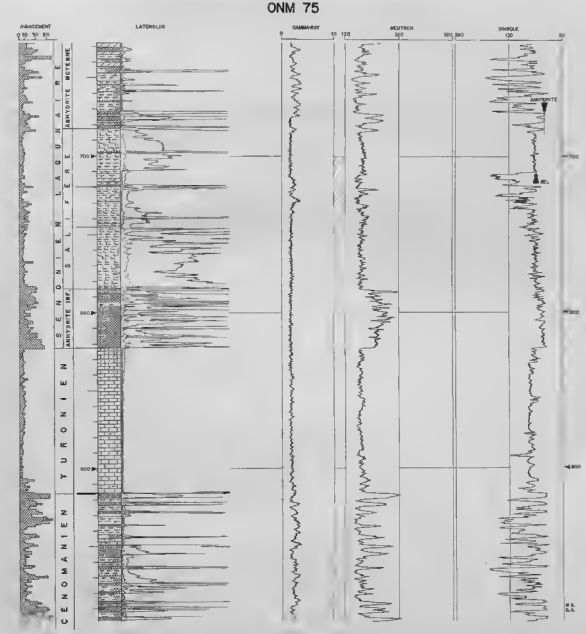


Fig. II.8. — Coupe du Cénomanien au Sénonien lagunaire *(p.p.)* d'un puits de la région d'Hassi-Messaoud (Onm 75 — coord. T7 —), avec diagrammes d'avancement, log lithologique, latérolog, gamma-ray, neutron, sonique, réduit 5 fois par rapport aux documents originaux.

et permettrait ainsi à lui seul de les distinguer au sein de l'ensemble des zones conductrices individualisées par le latérolog. Par contre il ne permet pas – au moins dans les conditions dans lesquelles il a été enregistré – de distinguer clairement sel gemme et anhydrite, ni même la craie turonienne, etc. Sur le *neutron* s'individualisent relativement bien les intervalles salifères et les couches d'anhydrite. Sur le *sonique* enfin, les couches de nature lithologique différente se marquent bien dès qu'elles atteignent une épaisseur suffisante par rapport à l'espacement du dispositif. C'est ainsi par exemple que l'anhydrite en couches suffisamment pures et épaisses approche de la valeur théorique de 50 microsecondes par pied, tandis que le sel gemme, un peu moins rapide, reste compris entre 65 et 70 microsecondes par pied ; les calcaires se marquent par des vitesses simplement

Source : MNHN, Paris

Fig. II.9. – Coupes du Turonien à A1N.2 (coord. T6) et RN.6 (coord. T5) (forages du Sud du Gassi-Touil) et aux Gour-ben-Houillet affleurement situé sur la hamada de Tinrhert une quarantaine de kilomètres à l'Ouest de Fort-Flatters. Le neutron d'A1N.2 comme le sonique de RN.6 restitue clairement l'évolution de la sédimentation : étouffement brutal de la sédimentation carbonatée des calcaires inférieurs par l'arrivée des dépôts argileux (base des marnes médianes), puis réapparition lente, progressive, saccadée dans le détail, d'une fraction carbonatée jusqu'à son rétablissement total dans les "calcaires supérieurs".

Source : MNHN, Paris

moyennes (1) et les argiles enfin apparaissant particulièrement lentes (plus de 100 microsecondes par pied. Les exemples que l'on peut fournir, avec le seul Mésozoïque saharien, de l'apport des diagraphies à l'analyse du faciès sont innombrables et je ne reprendrai pas ici ceux que j'ai pu citer dans une publication récente (1970, fig. 5 et 6 en particulier). Par contre je rappellerai un exemple qui me semble caractéristique du fait que les diagraphies peuvent constituer un "instrument d'expression lithologique globale" (fig. II.9).

Les deux coupes de forages AIN.2 (coord. T 6) et RN.6 (coord. T 5) proviennent du Sud du Gassi-Touil ; tandis que la coupe de terrain (Gour-ben-Houilet) se situe environ 175 km au Sud, sur la hamada de Tinrhert, une quarantaine de kilomètres de l'Ouest de Fort-Flatters. La succession stratigraphique est ici assez différente de ce qu'elle est dans la région d'Hassi-Messaoud : évaporites plus rares dans le "Cénomanien" et le "Sénonien lagunaire" — le sel gemme, en particulier, en a complètement disparu —, apparition dans le Turonien de marnes vertes, dites médianes, qui s'intercalent entre des calcaires inférieurs et des calcaires supérieurs. Dans cette succession, la considération de la série turonienne établira que, *dans des intervalles qui semblent homogènes sur les seuls logs lithologiques, les diagraphies peuvent mettre en évidence une évolution progressive très fine du faciès.*

En l'occurrence, alors que les marnes vertes succèdent relativement brutalement aux calcaires inférieurs, elles passent vers le haut au contraire très progressivement aux calcaires supérieurs. Une telle modification, fine et progressive, des caractères pétrographiques n'a pu être établie sur le log lithologique. Par contre aussi bien la courbe neutron à AIN.2, que la courbe sonique à RN.6 mettent parfaitement en évidence : 1) la discontinuité brutale qui se fait jour au toit des calcaires inférieurs ; 2) l'enrichissement tout à fait progressif des marnes vertes en calcaire, qui assurent pratiquement un passage continu avec l'unité sus-jacente des calcaires supérieurs. La coupe de Gour-ben-Houilet, relevée sur le terrain, a permis d'observer les mêmes phénomènes et a facilité de ce fait l'interprétation des diagraphies de puits voisins, fournie ici même.

Les enseignements de cet exemple me paraissent importants. Car la plupart de nos méthodes d'étude des faciès représentent une démarche analytique qui scinde les réalités naturelles complexes et apporte des mesures ou des estimations de phénomènes élémentaires. Ce travail de décomposition est évidemment obligatoire : il représente presque le fondement de tout étude scientifique ou raisonnement logique. Mais il présente l'inconvénient de laisser, lors de la phase synthétique, une marge d'incertitude parfois très grande dans nos essais d'interprétation. C'est ainsi que trop souvent les études analytiques menées sur une coupe (granulométries successives, études de minéraux lourds, diffractogrammes des niveaux argileux, etc.) n'aboutissent qu'à des conclusions fragmentaires ou tout à fait hypothétiques et que les résultats des essais entrepris pour combiner les données de ces différentes méthodes ne paraissent pas, dans certains cas au moins, à la mesure des efforts déployés. Les diagraphies constituent au contraire une expression brute, globale et synthétique d'une réalité complexe : la nature des terrains traversés — lithologie et fluides interstitiels —. De ce fait, elles représentent des données d'une richesse inépuisable. Le log lithologique le plus minutieusement élaboré — même en tenant compte de données qu'ont apportées les diagraphies — ne saurait en épuiser l'intérêt et permettre d'en faire totalement abstraction. Par une démarche mentale propre au géologue de terrain je serai tenté de comparer le couple log lithologique/diagraphies au couple carte géologique/photo aérienne : diagraphies et photo aérienne représentent toutes deux des expressions brutes des réalités naturelles ; moins directement utilisables, surtout pour le non-spécialiste, que ces représentations élaborées que sont le log lithologique ou la carte géologique, elles sont néanmoins irremplaçables pour tout examen approfondi ou pour toute étude nouvelle.

Conclusions

La connaissance que les coupes de sondages, étayées par des observations de surveillance géologique particulièrement minutieuses et sur l'exploitation inestimable des diagraphies, ont apportée de ce bassin mésozoïque, est dès maintenant de qualité exceptionnelle. Exceptionnelle et irremplaçable, à coup sûr, pour les ensembles qui ne viennent pas à l'affleurement, par exemple ce prodigieux bassin, triasique et liasique, évaporitique, dont nul témoin n'apparaît au Sahara algérien malgré son importance volumétrique extraordinaire. Mais exceptionnelle aussi pour les unités qui peuvent s'observer aussi bien en sondages qu'à l'affleurement. Même des étages relativement aussi bien connus aux affleurements que le Cénomanien ou le Turonien sont mieux analysés maintenant, tant en ce qui concerne la répartition des épaisseurs que celle des faciès, dans les zones traversées par forages — zones qui pourtant échappent, par définition, à l'observation directe —, que le long de certains affleurements. Le fait, qui a un certain caractère paradoxal, a déjà été exposé plus en détail par ailleurs (*op. cit.*, 1970).

(1) Les vitesses observées pour la craie turonienne, de l'ordre de 80 à 90 microsecondes par pied, correspondraient d'après les abaques empiriques établis par la Société Schlumberger à une porosité comprise entre 25 et 30 % ; ceci à condition que cette craie soit propre et dépourvue d'une fraction argileuse dont la présence rendrait erronée l'application brutale de l'abaque des calcaires liant le sonique à la porosité.

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE III

LES RAPPORTS SPATIAUX ET TEMPORELS DES FACIES (Corrélations, passages de faciès, etc.) EN SONDAGES

INTRODUCTION

Si la démarche première du stratigraphe est l'analyse des différents faciès de la région qu'il étudie, la suivante consiste en l'examen des rapports spatiaux et temporels qui lient ces différents faciès. Lorsque les anciens auteurs ont mis en évidence qu'une assise ou une formation lithologique donnée peut ne pas conserver le même âge sur toute son aire d'extension, ils ont jeté une des bases les plus importantes de la géologie sédimentaire. C'est ainsi que le décalage chronologique progressif des calcaires coralliens d'un côté à l'autre du Jura français constitue l'exemple classique, sinon scolaire, destiné à illustrer ce problème fondamental dans l'esprit de tout débutant. Ou encore d'un autre point de vue, le passage du calcaire de Champigny aux gypses de Montmartre, qui établit l'identité dans le temps de deux formations lithologiques totalement différentes. Or ces phénomènes sont d'autant plus importants que les faunes – seuls moyens classiques et actuellement d'usage courant – sont rares dans la plus grande partie de ce Mésozoïque saharien.

Dans les recherches classiques de géologie de terrain, à côté des études de paléontologie stratigraphique – auxquelles il vient d'être fait allusion –, les principes de superposition et de continuité constituent les fils directeurs principaux : le levé de coupes, et les comparaisons que l'on en fait, l'établissement de levés de cartes précis, meilleur moyen de relier ces coupes entre elles, représentent les méthodes fondamentales pour établir avec exactitude les rapports réels qui lient les différents faciès. A cet égard l'étude du Mésozoïque saharien ne saurait avoir introduit de principes révolutionnaires. Par contre, toujours en ce qui concerne ces problèmes, certains exemples issus de ce Mésozoïque saharien mériteraient de devenir classiques, grâce à des conditions d'affleurement exceptionnelles, grâce aussi à l'extraordinaire régularité de cette sédimentation (généralisation sur une aire immense d'épisodes lithologiques d'épaisseur très minime), grâce enfin à l'existence – malgré cette régularité habituelle – de quelques passages de faciès importants, rapides et spectaculaires. J'ai déjà fait ci-dessus de brèves allusions à ces phénomènes et les ai déjà illustrés : je n'y reviendrai pas. Je ne développerai donc ici que l'examen de ces rapports entre faciès dans les coupes de sondages où les données relativement nouvelles sont d'une plus grande abondance.

A) PARTICULARITES DE L'EXAMEN DES RAPPORTS ENTRE FACIES DANS UNE ETUDE DE SONDAGES

Le problème des rapports spatiaux et temporels entre les faciès successifs observés dans les sondages se pose en général avec une acuité particulière. En effet le caractère forcément ponctuel des données de sondages exclut radicalement *a priori* l'exploitation du principe de continuité . . . Dans un certain nombre de cas – surtout si les forages examinés ne sont point trop lointains – la comparaison des *successions lithologiques* suffit pour mettre en évidence des unités homologues. Eventuellement elle peut même suffire pour indiquer des passages de faciès, dès lors que dans deux coupes voisines deux niveaux homologues identiques encadrent une assise de faciès différent dans chacune des deux coupes. Mais les ressources des seuls logs lithologiques sont faibles car la *nature de la succession n'y est précisée que par un nombre très faible de figurés* (log dessiné) *ou par une description écrite* (information sémantisée) *limitée dans ses possibilités et surtout*

Source : MNHN, Paris

d'utilisation peu commode pour des comparaisons. L'expression de la nature lithologique et de ses phénomènes annexes (fluides et leur salinité, caractères physiques des formations) *par les diagraphies est au contraire très différenciée, très précise et de comparaison particulièrement commode ;* ceci parce que les diagraphies fournissent, je le rappelle, une expression brute et globale de la réalité naturelle.

La corrélation de coupes de sondages par comparaison des diagraphies se fait d'abord de façon évidente, purement visuelle : le rapprochement de zones homologues ou de décrochements homologues est souvent imposé par la similitude des enregistrements. Et du moment que les lignes de corrélations qui s'en déduisent offrent un certain parallélisme sur une tranche de la série stratigraphique, il apparaît intuitivement au moins que ces lignes doivent peu différer de lignes-temps. Dans le cas où les lignes joignant les contacts lithologiques homologues sont obliques par rapport à ces corrélations issues des diagraphies, il s'impose également à l'esprit que les secondes se rapprocheront plus de lignes-temps que les premières et qu'ainsi un passage de faciès a été mis en évidence. Ces affirmations à caractère trop théorique seront illustrées ci-dessous.

Mais *quelquefois la seule analogie de forme des enregistrements n'est pas suffisante* pour étayer des rapprochements ou bien pourrait être génératrice d'erreurs. Il importe dans de nombreux cas d'examiner alors de plus près les diagraphies (valeur numérique des paramètres, tendances manifestées par les différentes parties de la courbe, etc.).

Enfin si l'établissement de corrélations entre deux puits assez proches est souvent relativement aisé, il ne s'agit là que de l'étape la plus élémentaire. Il importe en effet de chercher à étendre à la plus grande partie possible du bassin les unités stratigraphiques mises en évidence localement ; c'est-à-dire qu'il faut *tirer* ces corrélations de proche en proche d'un sondage au suivant, puis se refermer. C'est là qu'apparaissent parfois des difficultés dont je rappellerai le principe général :

> "Après avoir mené une corrélation pour suivre un niveau-repère entre des forages plus ou moins alignés A, B, C, D, . . . N, si l'on s'efforce de suivre le même niveau du puits N au puits A par un itinéraire jalonné par des forages différents : N, O, P, Q etc. A, il arrive que l'on ne retombe pas sur le niveau de départ dans le forage A. Sauf erreur flagrante dans l'établissement de la corrélation, un tel processus établit l'existence d'un passage de faciès entre A et N : la constatation d'un tel fait peut avoir son intérêt, mais son existence ne simplifie pas la mise en évidence de niveaux-repères dont l'extension couvre la plus grande partie possible du bassin ; niveaux grâce auxquels la série peut être scindée en un certain nombre de formations dont l'évolution cartographique – en épaisseur et en faciès – permettent de suivre, époque après époque, la vie même de l'aire sédimentaire" *(op. cit.* p. 23).

C'est ainsi que l'établissement des corrélations est la partie la plus importante du travail, à la fois par le temps qu'elle réclame et parce qu'elle est l'infrastructure de toute l'étude. Mais c'est en même temps la partie la moins exprimable, car l'exposé des tâtonnements, des recherches, des choix qu'elles nécessitent serait aussi long et fastidieux que dépourvu d'intérêt.

B) DEFINITION DE SURFACE-TEMPS PAR LES DIAGRAPHIES

J'essaierai dans ce paragraphe d'illustrer quelques-uns des problèmes auxquels il a été fait allusion ci-dessus de façon théorique.

1) Définition d'une UNITE LITHOLOGIQUE.

Dans un premier cas, particulièrement simple, les diagraphies ne font qu'aider à préciser la nature, l'épaisseur, la cote de profondeur d'une certaine unité lithologique et son identité dans différents sondages ; mais celle-ci, ne se modifiant pas dans sa nature, aurait pu être repérée, à la rigueur, par la comparaison de seuls logs lithologiques minutieusement établis.

C'est ainsi que dans la fig. VII.13, les diagraphies soniques mettent admirablement en évidence l'unité et l'identité d'un banc anhydritique (seulement épais de 5 m en moyenne) sur une immense superficie, au sein d'une série évaporitique totalement azoïque (Salifère principal). La présence d'anhydrite eut pu être repérée par examen des déblais dans la plupart des forages de sa zone d'extension. Mais il est peu probable que ces seuls renseignements aient permis d'affirmer que ces déblais d'anhydrite correspondaient à un seul et même banc. Au contraire la comparaison des diagraphies tend à imposer qu'il s'agit là d'un véritable épisode sédimentaire, unique, plus ou moins synchrone, par la considération duquel se trouve reconstituée une phase de l'immense lagune saharienne de cette époque.

Un autre exemple d'un phénomène analogue quoique de moindre extension, a déjà été cité par ailleurs, sur lequel je ne reviendrai pas (1970, fig. 3).

2) Les diagraphies permettent aussi de définir un EPISODE SEDIMENTAIRE *malgré certaines modifications de faciès.* D'une part les diagraphies, en effet, individualisent fort bien *un banc* ou une formation hétérogène par rapport à une série encaissante. Dans de nombreux cas la modification de nature lithologique

Source : MNHN, Paris

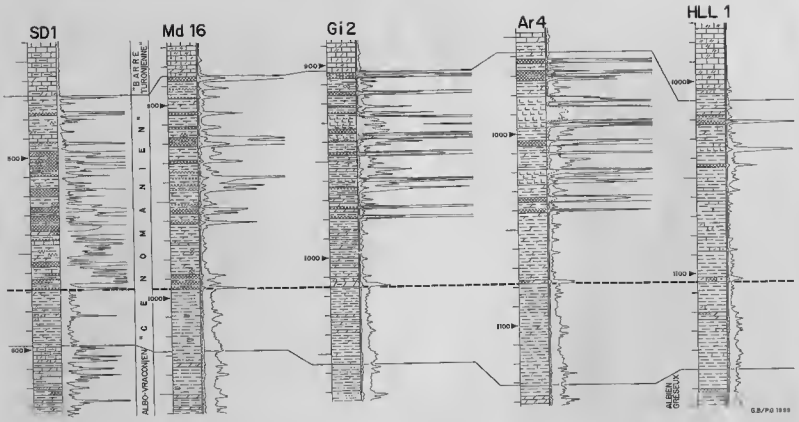


Fig. III.1. – Coupe du Crétacé moyen (Cénomanien *p.p. max.*) de la Province centrale (région d'Hassi-Dorbane Sd.1 – coord, T7 –, Hassi-Messaoud, Hassi-Leila HL1.1 – coord. S6 –). On notera la présence d'une passée résistante, très remarquable sur diagraphie malgré sa faible épaisseur, et dont l'unité et l'identité ne font aucun doute grâce au caractère très expressif de l'ensemble des courbes, constituée d'anhydrite au Nord (gauche de la figure), de dolomie ou de dolomie anhydritique dans le Sud (partie droite de la figure).

Source : MNHN, Paris

qui peut affecter ce banc d'un forage au suivant ne s'oppose pas à ce qu'il reste clairement visible et parfois assez comparable sur diagraphies. D'autre part l'image extrêmement expressive de l'ensemble de la série, fournie par les diagraphies dans plusieurs sondages, facilite l'identification de ce banc en tant que seule et même unité stratigraphique. Le banc peut alors être considéré comme un très bref épisode sédimentaire synchrone, dont la nature et les modalités s'observent dans toute l'aire de définition. En voici un exemple (fig. III.1) :

Le Cénomanien saharien (G. Busson, 1969) comprend souvent une partie inférieure argileuse tandis que les parties moyennes et supérieures sont plus carbonatées – dans le Nord – ou plus évaporitiques, ailleurs. Or, dans un domaine très important, s'étendant au moins d'Hassi-Dorbane (Sd. 1 : coord. T 7) à Hassi-Leila (HLL1 : coord. S 6) – soit sur plus de 200 km –, à la limite ou près de la limite de ces deux ensembles (argileux en bas ; plus carbonaté ou évaporitique au-dessus), un banc ou quelques bancs résistants, de nature dolomitique ou anhydritique, sont régulièrement présents. Il est évident que le seul examen minutieux des déblais aurait decelé la présence de dolomie ou d'anhydrite ; mais il n'aurait pu montrer que ces éléments formaient un banc bien individualisé, d'épaisseur moyenne égale à 2 m environ. Davantage, la coupe lithologique dressée pour chaque puits à partir du seul examen des déblais n'aurait pu *établir l'identité de cette passée*. Au contraire l'allure très caractéristique des courbes de résistivités focalisées permet une mise en parallèle remarquablement précise des différents éléments de la succession du Cénomanien de ces puits. Et il en résulte à l'évidence que ce *banc* constitue le même épisode dans les différents puits. Ajoutons que son *caractère isochrone* semble éminemment probable au seul vu de ces différentes coupes, assorties des diagraphies qui ont permis de tant les préciser.

La conclusion qui se dégage de ces observations, issues en grande partie de l'examen des diagraphies, est importante : *le banc* mis en évidence, *avec ses variations de faciès* (anhydrite au Nord, dolomie ou dolomie anhydritique au Sud) *représente une seule et même phase de dépôt de la lagune cénomanienne* sur plus de 200 km : et cet "instantané" a une précision et un intérêt sédimentologiques qui en font l'équivalent d'observations effectuées sur une lagune de la nature actuelle . . .

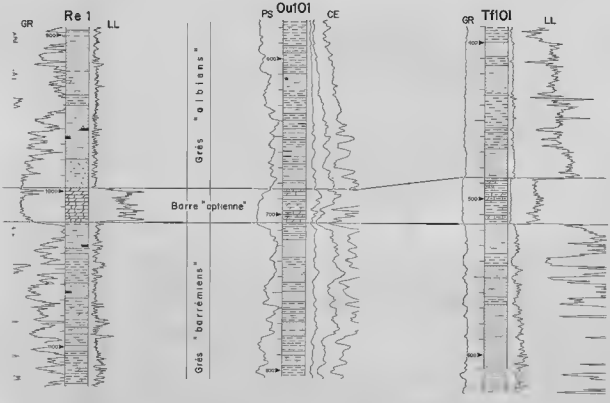


Fig. III.2. – Evolution de la nature lithologique et du comportement en résistivité de la barre aptienne depuis le Grand Erg oriental (Re.1 – coord. V7 –, confins tunisiens) jusqu'à la hamada de Tinrhert (Tf.101 – coord. U4 –), tout à fait au Sud.

Source MNHN, Paris

3) Mais les diagraphies permettent même de DEFINIR DES UNITES STRATIGRAPHIQUES A TRAVERS DES CHANGEMENTS DE FACIES COMPLETS ET RADICAUX. Dans certains des exemples précédents, des lignes de corrélations se déduisaient des diagraphies malgré les variations qu'introduisaient les passages des faciès. Mais ces derniers n'étaient jamais radicaux : une zone résistante par rapport aux bancs encaissants devenait moins résistante – ou plus –, mais elle ne devenait pas conductrice, toujours par rapport aux bancs encaissants. En fait, les conditions très particulières de sédimentation du Mésozoïque de la plate-forme saharienne ont permis la généralisation sur une aire très vaste d'épisode sédimentaire offrant un contraste prononcé avec les séries encaissantes. Sur toute leur aire d'extension ces épisodes ne conservent pas le même faciès : les modifications peuvent même être totales, une barre entièrement carbonatée à une extrémité du bassin passant à une formation argileuse ou sableuse. Ces modifications entraînent des différences également capitales dans le comportement des diagraphies : néanmoins celles-ci contribuent à individualiser avec beaucoup de précision l'épisode sédimentaire en question. La corrélation tirée des diagraphies, loin d'être entièrement dépendante du faciès, devient possible malgré le changement total de la nature du faciès.

Un cas particulièrement typique est fourni par la "barre aptienne" (fig. III.2). Cette barre, d'une épaisseur extrêmement constante (20 à 30 m) sur une très vaste superficie, constitue un épisode argilo-carbonaté tout à fait remarquable entre les séries gréseuses du "Barrémien" et de l'"Albien". Si les formations encaissantes restent très généralement gréseuses, le faciès de la "barre aptienne" peut se modifier du tout au tout : de nature entièrement carbonatée – dans le Nord-Est en particulier –, elle peut passer à une formation presque uniquement argileuse. Le comportement des diagraphies s'en trouve évidemment affecté : de résistante au sein de grès plus conducteurs, la barre devenue argileuse finit par constituer un épisode conducteur au milieu de grès plus résistants. Or les figures ci-jointes suffisent à mettre en évidence que malgré ces modifications totales et radicales d'un bout à l'autre du bassin, les courbes de résistivités contribuent à individualiser avec beaucoup de netteté et de précision l'épisode aptien au sein des grès barrémiens et albiens.

Un autre exemple, moins schématique mais également très important, se trouve dans l'équivalence de l'argilo-gréseux supérieur (Trias du Gassi-Touil) et des Evaporites infra-d2 du Grand Erg oriental (voir ci-dessous fig. VII.6). Il est certain que si le rapprochement des seuls logs lithologiques suffisait à suggérer ce passage de faciès, la comparaison des diagraphies contribue à donner plus de force et de vraisemblance aux équivalences proposées. Nous verrons ci-dessous l'importance de ce passage de faciès tant du point de vue stratigraphique que du point de vue paléogéographique.

4) SURFACES-TEMPS OBLIQUES PAR RAPPORT AUX CONTACTS LITHOLOGIQUES.

1) Le premier exemple cité provient du Crétacé inférieur et moyen du Tinrhert sud oriental, avec les sondages OtS. 2 (coord. V 4), Tmt. 1 (coord. W 4), IkN. 1 (idem) et AIE. 1 (idem), énumérés de l'Ouest à l'Est (fig. III.3).

La seule considération des logs lithologiques met en évidence 1) une série sablo-gréseuse limitée au sommet par les tirets épais ("toit des sables") ; 2) une série argilo-carbonatée, limitée au sommet par le tireté épais, marqué "toit de la série d'In-Akhamil" ; et 3) une série d'argiles à gypses. De l'Ouest vers l'Est, les argiles à gypse s'amincissent à peu près régulièrement ; tandis que la série argilo-carbonatée reste *grosso modo* isopaque. Le toit des sables "monterait" à peu près parallèlement à la ligne du mur des gypses. Ces unités lithologiques pourraient représenter des ensembles stratigraphiques, synchrones, la subsidence ayant simplement été plus faible à l'Est qu'à l'Ouest – ce qui est paléogéographiquement admissible puisque l'Est est la direction du craton libyen –. Le mur des gypses, considéré dans ce système de corrélation, correspond au toit de la série d'In-Akhamil, telle qu'elle est définie dans ce secteur par les géologues de la société opératrice (CREPS).

Mais si l'on ajoute à ces considérations lithologiques les données des diagraphies, ce ne sont pas les mêmes unités qui s'imposent. On a successivement plusieurs zones stratigraphiques à peu près synchrones et à peu près isopaques : 1) les grès barrémiens, aptiens et albiens (y compris une passée argileuse rapprochée de l'habituelle "barre aptienne") ; 2) l'"Albo-Vraconien", argilo-carbonaté ; 3) les argiles cénomaniennes. Ces zones sont affectées de passages de faciès, d'une extrémité à l'autre du domaine étudié et c'est la raison pour laquelle les contacts lithologiques sont parfaitement obliques par rapport à ces limites de zones statigraphiques. issues de diagraphies.

Un fait est particulièrement remarquable ici. Les courbes de résistivité se modifient profondément en même temps que le faciès change : on notera par exemple l'évolution des enregistrements quand l'Albo-Vraconien passe d'une succession argilo-carbonatée à un ensemble argilo-sableux ; ou la modification des courbes au droit des argiles cénomaniennes quand le gypse – apparu de plus en plus tardivement – "monte" de l'Ouest vers l'Est. Mais néanmoins malgré ces modifications qui affectent les courbes de résistivité sous l'effet des changements de faciès, et à travers elles, ces courbes fournissent des corrélations, grâce à la persistance de similitudes parfaitement nettes. Et la valeur de ligne-temps de ces corrélations issues des diagraphies paraît indiscutablement supérieure à celle des corrélations qu'on a établies en joignant les contacts lithologiques homologues des différentes coupes. Il est évident que c'est là une qualité essentielle des diagraphies pour estimer les rapports temporels véritables reliant les faciès observés dans les différentes coupes.

2) L'exemple suivant est plus complexe : il porte sur les rapports entre la "barre turonienne" et le Sénonien lagunaire sus-jacent dans la région d'Hassi-Messaoud (fig. III.4).

Source : MNHN, Paris

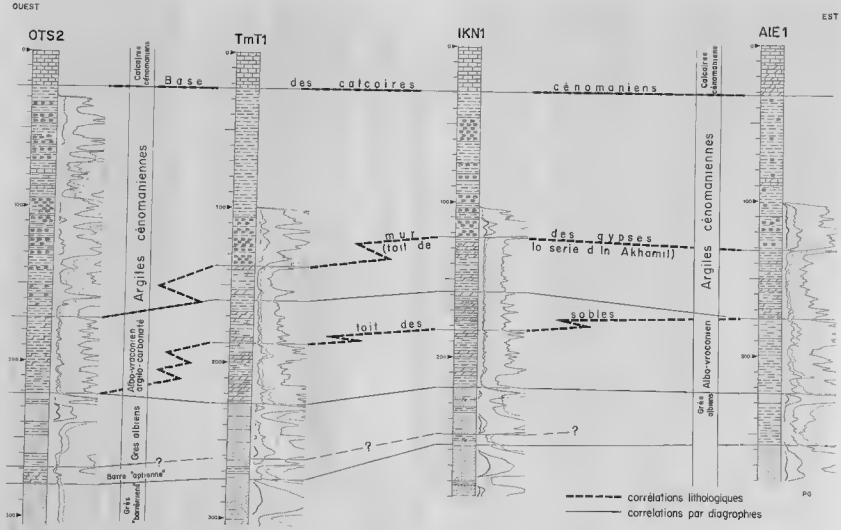


Fig. III.3. – Obliquité des corrélations lithologiques par rapport aux corrélations par diagraphies dans le Sud-Est de la hamada du Tinrhert, entre le Crétacé inférieur et les calcaires du Cénomanien supérieur. Les corrélations par diagraphies semblent plus proches de lignes-temps que les corrélations lithologiques (toit de la série d'In-Akhamil, etc.).

Source : MNHN, Paris

Fig. III.4. – Coupe allant du Cénomanien au Sénonien lagunaire dans la région d'Hassi-Messaoud Nord (Omg. 57, Omp. 35 bis, Onm. 75). Alors que les seules corrélations lithologiques suggéreraient le synchronisme du banc d'anhydrite intercalé entre craie turonienne et sel sénonien, les très nombreuses corrélations que font apparaître les latérologs, suggèrent au contraire un décalage chronologique important dans le dépôt de ce banc d'un sondage à l'autre.

Source : MNHN, Paris

Aux niveaux qui nous intéressent la succession est la suivante : 1) "Cénomanien" argilo-lagunaire – argiles, anhydrite, passées carbonatées, bancs salifères – ; 2) "barre turonienne", faite de calcaires crayeux ; 3) "Sénonien" lagunaire, sel, argile, anhydrite, carbonate. Sur une coupe (fig.III.4) la considération des logs de résistivités fait apparaître de très nombreuses corrélations : celles portées sur la figure ci-jointe sont loin de représenter la totalité de celles possibles, en particulier dans les intervalles 790-825 d'Omg. 57 (coord. T 7) et 740-770 d'Omp. 35 bis (coord. T 7) existent plusieurs zones étroitement similaires. Or toutes ces corrélations sont parallèles et à peu près horizontales, *à l'exception du toit de la barre turonienne et du mur de la série salifère*, l'un et l'autre séparés par un banc d'anhydrite. Notons que ce banc d'anhydrite – avec sa pérennité remarquable sur une immense aire de dépôt, l'extrême constance de sa position entre la craie turonienne et le sel "sénonien" – pourrait être considéré comme un excellent niveau repère, parfaitement synchrone et comme le témoin d'un authentique épisode sédimentaire. Le fait, *l'obliquité totale de ce banc d'anhydrite par rapport à toutes les corrélations encaissantes suggère que les épisodes correspondants* (la substitution de l'anhydrite à la craie sous-jacente, puis la substitution du sel gemme à l'anhydrite) *ne sont pas du tout synchrones :* de l'anhydrite puis du sel gemme se déposaient sur l'emplacement d'Omg. 57 ou d'Onm. 75, alors que la craie se sédimentait encore à Omp. 35 bis.

Ces phénomènes peuvent être exprimés non plus sous forme de coupe fondée seulement sur trois puits mais sous forme plus synthétique comprenant en particulier une carte (fig. III.5). L'ensemble de la barre turonienne et du Sénonien salifère est en général grossièrement isopaque (voir fig. III.4). Par contre les variations sont considérables sur la part occupée dans cet ensemble par la barre turonienne d'une part et par le Salifère d'autre part. On a donc considéré le pourcentage de l'épaisseur totale que représentait la puissance du seul Salifère (y compris le banc d'anhydrite de base). A partir des valeurs de pourcentages reportées auprès de chaque puits dont les données ont été accessibles (1), des courbes d'isopourcentages ont pu être dessinées. Une première conclusion s'impose à l'évidence : c'est l'importance, la généralité et la complexité du phénomène mis en évidence par la coupe appuyée seulement sur les trois forages d'Omg. 57, Omp. 35 bis et Onm. 75. Toute une zone centrale, d'orientation grossièrement Est-Ouest, comporte des pourcentages inférieurs à 50 %: le Salifère s'est aminci au point de représenter moins de la moitié de l'ensemble, pendant que la craie turonienne s'est épaissie d'autant, approximativement au moins. On retrouve des zones où les pourcentages sont inférieurs à 50 % ailleurs, par exemple à Oml. 57, dans le Nord-Est du champ. A l'inverse les zones de prédominance du Salifère sur la barre turonienne semblent se localiser à la périphérie, au Nord et à l'Est du champ ; mais le schéma est compliqué par toute une langue de cette nature d'Oni. 17 à Oml. 31.

L'importance d'une telle disposition est considérable. Du point de vue de la chronologie stratigraphique, il devient évident que la limite adoptée entre Turonien et Sénonien n'est, *dans le détail*, qu'une limite de faciès sans synchronisme rigoureux. Du point de vue des processus sédimentaires le dépôt simultané d'éléments aussi différents (sel gemme, anhydrite, craie), sur une superficie relativement aussi restreinte, ne peut être expliqué ni par les hypothèses classiques (barre, etc.) – la densité des puits dans la région a apporté une connaissance suffisante de ces niveaux pour pouvoir l'affirmer –, ni par les processus hydrodynamiques de ségrégation géographique sur une immense plateforme, auxquels j'ai fait allusion par ailleurs (1968). La coïncidence approximative de la prédominance de la craie avec la zone centrale de cette structure (si habituellement résistante au Mésozoïque) pourrait ne pas être fortuite, encore que son jeu n'apparaisse pas clairement puisque l'ensemble de la craie turonienne et du Salifère est à peu près isopaque.

Conclusions.

Ainsi les corrélations établies grâce aux diagraphies s'avèrent dans de nombreux cas d'une valeur supérieure aux corrélations purement lithologiques. Elles tendent assez fréquemment à se rapprocher nettement plus de surface-temps. Le fait a un certain caractère paradoxal du moment que les diagraphies reflètent principalement la lithologie, contrairement par exemple aux données paléontologiques. Il s'explique néanmoins par l'effet de plusieurs phénomènes. Grâce à l'expression très différenciée et très détaillée que les diagraphies apportent de la lithologie, ces enregistrements mettent en évidence une multitude de similitudes et par conséquent de corrélations : une variation lithologique locale apparaîtra automatiquement comme une anomalie, sous la forme d'une ligne oblique, par rapport à ces corrélations. En outre, il arrive que, malgré une variation spectaculaire d'un composant lithologique, le fond même de la nature des couches considérées reste homogène : les diagraphies le mettent alors parfaitement en évidence et permettent, de ce fait, des corrélations (surfaces synchrones) moins entachées d'erreur.

(1) Etude malheureusement limitée aux puits C.F.P. (A), les données des puits de la S.N.R.E.P.A.L. n'ayant pu être consultées.

Source : MNHN, Paris

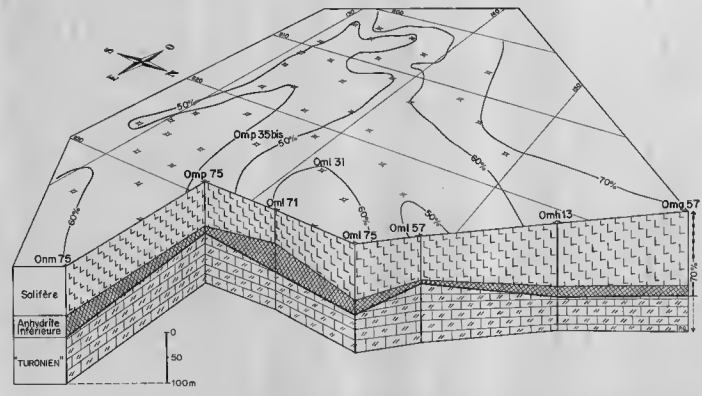


Fig. III.5. — **Les rapports de la craie "turonienne", de l'Anhydrite inférieure et du Salifère ("Sénonien lagunaire") sur le champ d'Hassi-Messaoud.** Ces rapports sont exprimés par une coupe frontale limitée à la base par le mur du Turonien et au sommet par le toit du Salifère et implantée sur l'angle nord-est du champ d'Hassi-Messaoud. Cette coupe établit le caractère *général* des passages de faciès entre ces trois termes lithologiques, malgré l'extrême constance de la succession. La surface du bloc comporte une carte d'isopourcentages en perspective qui couvre la moitié septentrionale du champ d'Hassi-Messaoud : les pourcentages cartographiés correspondent au rapport des épaisseurs du "Sénonien lagunaire" (Anhydrite inférieure + Salifère) aux épaisseurs totales du Turonien et du Sénonien lagunaire. Cette carte établit à la fois l'importance et le caractère très général de ces passages de faciès.

Le carroyage géographique de la carte a une équidistance de 10 km.

D'après les documents de sondages

1) mis dans le domaine public par le Service de la conservation des gisements ;
2) aimablement communiqués par la Compagnie française des Pétroles (Algérie).

Source : MNHN, Paris

C) COMPARAISON DES CORRELATIONS PAR DIAGRAPHIES ET DES ARGUMENTS PALEONTOLOGIQUES

La rareté de la faune dans ce Mésozoïque saharien, trop souvent cantonnée dans les coupes les plus septentrionales, ne permet pas des comparaisons nombreuses entre les corrélations établies ou étayées à l'aide des diagraphies et les données d'âge tirées des études paléontologiques. J'ai exposé par ailleurs (1969 b) – et je n'y reviendrai pas – quelques éléments, à ce sujet, au niveau de la limite Cénomanien-Turonien : on constate là une coïncidence non point parfaite mais néanmoins satisfaisante entre la limite lithologique qui se marque primordialement sur les diagraphies et le passage des faunes néritiques cénomaniennes aux faunes plus pélagiques du Turonien.

D) APPLICATION A L'ETUDE DES DISCORDANCES

Une discordance au sein d'une succession sédimentaire peut d'abord se marquer de façon absolue, par une modification subite de la valeur de certains des paramètres enregistrés par les diagraphies : position de la ligne de base des argiles, valeur du gamma-ray, du sonique, etc. Ce n'est pas ce point de vue que je compte développer ici, malgré son intérêt certain ; mais l'exploitation systématique des corrélations entre coupes, corrélations facilitées et précisées par les diagraphies, dans la mise en évidence et la description détaillée de discordance.

A) Le premier exemple apparaîtra peut-être comme un contre-exemple, puisqu'il s'agit de prouver l'absence de discordance, supposée dans d'autres interprétations ; mais ses enseignements sont précieux pour la méthode même employée (fig. III.6).

Il s'agit ici de la série jurassique du Gassi-Touil (voir ci-dessous, 2e partie) dont la succession comprend aux niveaux considérés : 1) Le Salifère principal ; 2) Le Lias-Dogger inférieur, subdivisé localement en a) Horizon B ; b) Salifère liasique inférieur ; c) Anhydrite et dolomie inférieure ; d) Salifère liasique supérieur ; e) Anhydrite et dolomie supérieure ; 3) Bathonien. Le sel gemme du Salifère liasique supérieur, nettement représenté à GTE.2 (Coord. T 6) ou Tou.3 (Coord. T 6), n'existe plus à HCW.1 (Coord. T6). Cette disparition est imputée, sur certains logs de la société opératrice, à une discordance qui se situerait à la base de la série immédiatement postérieure – l'anhydrite et dolomie supérieure dans la présente nomenclature –.

La considération des diagraphies, ici le sonique et le gamma-ray, conduit à une interprétation différente. La similitude des enregistrements de ces trois puits est remarquable. Il paraît évident que les pics et les différentes zones homologues de ces courbes représentent les mêmes unités lithologiques. Or le parallélisme est frappant entre les lignes joignant les pics – dont les principaux ont été nommés sur la figure ci-jointe, A, B, C . . . L –. Et ce parallélisme presque rigoureux des différentes unités lithologiques correspond exactement à une succession de couches *concordantes*, ou au moins accordantes. Sans nier qu'ailleurs puisse exister une discordance à ce niveau, dans ces trois puits, on peut affirmer qu'elle ne se manifeste pas. Seul un passage de faciès fait disparaître le sel du Salifère liasique supérieur au profit d'argiles et de carbonates.

B) L'étude précise d'une transgression discordante comporte deux aspects : 1) la définition (nature et âge) en chaque point des niveaux sous-jacents à la transgression, le document de synthèse étant une carte paléogéologique ; 2) la définition en chaque point des niveaux transgressifs qui peut aussi être exprimée par une carte *(worm's eye map* ou *lap out map).*

En ce qui concerne le premier aspect, j'ai publié récemment (1969 b, fig. 19) un exemple que je ne figurerai pas à nouveau : celui de la carte paléogéologique de l'Albien du Gassi-Touil. Le cas m'a paru intéressant car la série érodée sous les grès albiens peut être finement subdivisée grâce aux corrélations par diagraphies : il en résulte une véritable zonation, à caractère stratigraphique, remarquable dans de telles formations, évaporitiques et azoïques. Dans chaque puits, la simple considération des diagraphies permet d'identifier la formation qui supporte l'Albien. Et la densité des puits étant élevée sur ce champ, la carte paléogéologique qui peut être construite est d'une précision étonnante. Elle suffit à localiser en particulier dans la partie centrale – la plus haute – de la structure actuelle, la zone la plus profondément érodée sous l'effet des mouvements anté-albiens : la partie à tendance ascendante est donc restée remarquablement permanente.

Je redonnerai par contre quelques détails sur l'aspect complémentaire, c'est-à-dire la définition des niveaux transgressifs d'une discordance ; car l'exemple que je citerai précisera le mode d'élaboration d'une des cartes les moins classiques parmi celles fournies dans ce texte ; il s'agit de la carte géologique de la transgression mésozoïque sur le substratum paléozoïque (fig. VI.1).

A une échelle aussi vaste que celle offerte par la plateforme saharienne, l'étalement du domaine sédimentaire au Mésozoïque, sur le socle paléozoïque plus ou moins plissé, n'a pas été l'apanage d'une phase ou d'une période privilégiée : ce fut une longue conquête, un gain très progressif qui s'est étendu depuis le

Source : MNHN, Paris

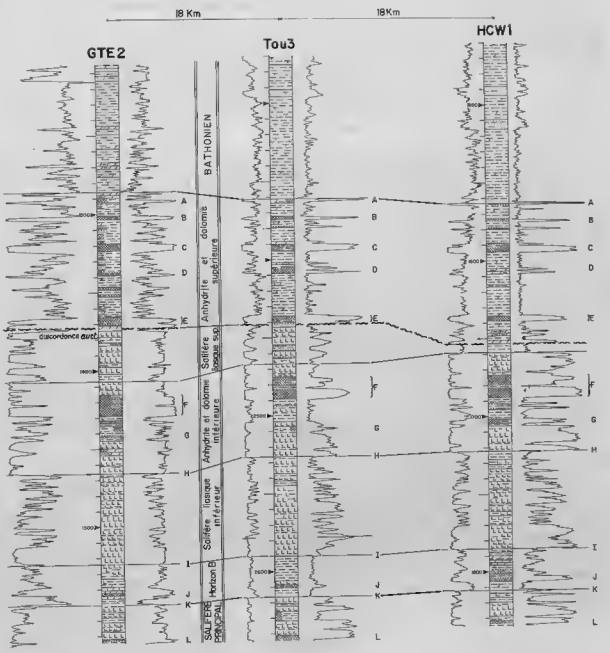


Fig. III.6. – Coupes d'une partie de la série jurassique dans trois puits du Gassi-Touil (GTE.2, Tou.3, HCW.1 – coord. T6 –). La considération des ensembles lithologiques tend à suggérer l'existence d'une discordance au sommet de la série "salifère liasique supérieur" de la présente nomenclature : c'est la discordance indiquée sur les logs de la société opératrice et reproduite sur ce schéma en traits interrompus. Au contraire la considération des pics homologues de diagraphies (A, B, C, etc, L) établit un régime de concordance absolue : la disparition du sel de GTE.2 à HCW.1 ne peut être due qu'à un passage de faciès.

Source : MNHN, Paris

Trias inférieur jusqu'au Sénonien. Or la datation du niveau localement transgressif est souvent particulièrement ardue. Si, dans les régions classiques d'Europe occidentale, l'étalement du domaine sédimentaire a souvent coïncidé avec un retour de la mer, avec son habituel cortège de faunes qui rend possible une attribution stratigraphique, il n'en va pas de même pour les régions sahariennes. La proximité d'un des plus grands boucliers continentaux du monde, sur les marges occidentale et méridionale du bassin, a nourri une sédimentation détritique exceptionnelle. Et ceci particulièrement pour les couches de base : des dépôts détritiques, véritable faciès diachronique qui tapisse et jalonne la transgression et au sein duquel viennent se biseauter et se perdre tous les niveaux-repères de la succession connue dans les parties centrales du bassin. A cet égard les diagraphies, sans constituer une panacée, apportent un progrès considérable par rapport aux seules coupes lithologiques dans l'établissement des corrélations : parce qu'elles permettent de saisir des homologies à travers des passages de faciès, elles constituent un outil précieux pour établir des corrélations jusqu'au contact ou jusqu'à proximité de la discordance.

L'exemple qui sera illustré porte sur un secteur du Nord-Ouest de la plateforme saharienne. Le profil (fig. III.7) appuyé sur cinq sondages, part d'une coupe en position centrale (Af. 4, coord. P. 8), qui comporte une succession relativement complète. Puis dans les coupes suivantes, en position de plus en plus occidentale, on assiste au biseautage progressif des unités les plus anciennes. C'est ainsi que dans le sondage voisin d'Ab. 2 (coord. N 8) qui est situé au-delà du domaine d'extension – originel ou résiduel – du Trias gréseux, le Mésozoïque débute par quelques mètres d'argiles, qui supportent du sel ; une simple comparaison avec le log d'Af. 4 – en position plus centrale dans le bassin – établit que le niveau transgressif est constitué ici par les argiles intercalées entre le Trias gréseux *s.s.* et les évaporites infra-d2 (Trias argileux *auctorum*). De même à Aé. 1 (coord. N 8), les corrélations permises par les diagraphies montrent que le niveau transgressif est strictement l'équivalent des évaporites infra-d2 d'Af. 4 ou Ab. 2. Plus à l'Ouest et au Sud encore, dans le forage d'Aj. 1 (coord. P 7), ce sont à nouveau des couches argileuses qui marquent la transgression du Mésozoïque, sous une masse encore importante de Salifère. Les corrélations de détail sont un peu plus malaisées ici, mais ces argiles paraissent bien être l'homologue des argiles supra-d2, peut-être enrichies par le passage de faciès de quelques mètres de sel gemme. Enfin à Ah.1 (coord. N 7), la transgression toujours à imputer au Salifère principal, est encore légèrement plus tardive.

Le report de ces données ponctuelles permet, sans interpolation excessive du moment que la densité du réseau de forages est suffisante, d'obtenir une carte (fig. III.8) qui est le document synthétique global, grâce auquel se trouve précisé en chaque point – avec une incertitude parfois très large – l'âge de la transgression mésozoïque, ou l'unité lithologique ou "parastratigraphique" à laquelle elle correspond (exemple : Salifère principal). L'intérêt d'un pareil document est évident : l'acquisition de toute une région au domaine sédimentaire s'y trouve précisée à la fois géographiquement, chronologiquement et pétrographiquement (transgression du sel, sur une partie de la plateforme saharienne, dans le cas envisagé).

Conclusions.

Les diagraphies permettent d'établir des corrélations avec précision et dans des cas difficiles. Ce faisant elles s'avèrent particulièrement précieuses pour l'étude minutieuse des niveaux sous-jacents et sus-jacents à une discordance. Malgré le caractère ponctuel des informations ainsi recueillies, si la densité des puits est en nombre suffisant le résultat synthétique qu'elles permettent d'obtenir, peut être d'une précision et d'une qualité supérieure à celles tirées d'une étude d'affleurements – en dépit de la continuité de ces derniers –. En effet les informations de forages peuvent avoir une répartition en surface qui favorise une connaissance complète et *objective* de la discordance mieux que des informations localisées linéairement le long d'affleurements. Ceci d'autant plus que la répartition même de ces affleurements risque de ne pas être quelconque par rapport à l'ensemble de l'histoire géologique de la région et en particulier à l'égard de la discordance examinée (1).

CONCLUSIONS

L'apport des diagraphies à l'étude des rapports spatiaux et temporels des faciès revêt une telle importance que ces enregistrements apparaissent comme un véritable moyen de recherche stratigraphique. En effet elles ne sont pas simplement un outil précieux pour affiner ou préciser la connaissance que l'on peut avoir de la succession lithologique. Davantage, bien que fondamentalement liées au faciès, les diagraphies ne

(1) Il est fréquent que les affleurements soient des zones particulières, différentes par l'ensemble de leur histoire géologique de celles qui se trouvent à l'heure actuelle enfouies dans un bassin.

Source : MNHN, Paris

représentent pas seulement une technique capable d'affiner des corrélations lithologiques, en dehors et en indépendance de la notion de temps. Elles fournissent au contraire des enseignements extrêmement précieux sur la nature des *contacts* séparant les principales masses lithologiques : pur rapport de superposition ou équivalence latérale. Elles permettent de définir des marqueurs, correspondant à des horizons ou à des surfaces approximativement synchrones, entre lesquels les faciès peuvent se modifier radicalement et qui apparaissent ainsi comme de véritables unités stratigraphiques. Il nous reste à voir l'application de ces données aux principes et à la nomenclature stratigraphiques.

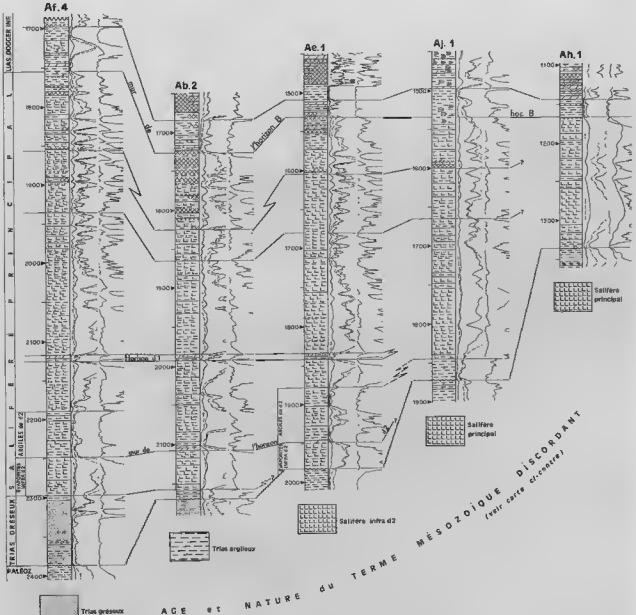


Fig. III.7. – Coupe dans le Nord-Ouest de la plateforme saharienne, passant par les forages d'Af.4 – coord. P8 –, Ab.2 – coord. N8 –, Ae.1 – coord. N8 –, Aj.1 – coord P7 – et Ah.1 – coord. N7 –, depuis le substratum paléozoïque jusqu'au Lias-Dogger inférieur. Cette coupe permet d'observer que la transgression mésozoïque sur le socle paléozoïque est de plus en plus tardive d'Af.4 à Ah.1 (de l'Est à l'Ouest) ; et, en outre, elle permet de situer chacun des termes transgressifs, dans les différents sondages, par rapport à la succession la plus complète, celle d'Af.4.

Source : MNHN, Paris

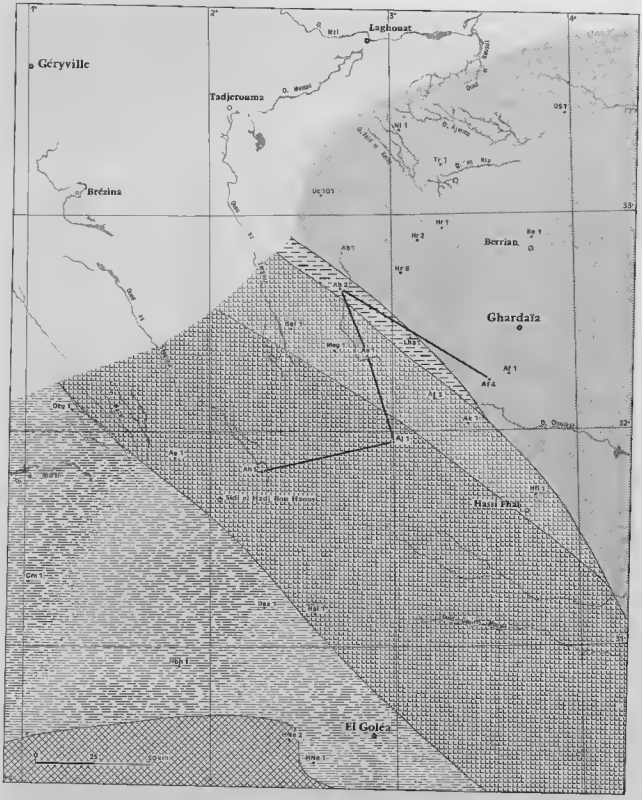


Fig. III-8. — Carte de la transgression mésozoïque (âge et nature des séries stratigraphiques ou "parastratigraphiques" discordantes sur le Paléozoïque) couvrant un secteur du Nord-Ouest du domaine saharien étudié.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE IV

NOMENCLATURE ET CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUES
Confrontation des problèmes actuels aux données de l'étude du Mésozoïque saharien

Grâce à un labeur de près de deux siècles dû à une multitude de savants et de chercheurs, les résultats des études stratigraphiques entreprises dans le monde entier constituent un monument scientifique tout à fait remarquable qui paraissait, encore récemment, le garant d'un avenir particulièrement prometteur. Si l'objet de la stratigraphie réside dans la découverte et l'exposé d'une "succession harmonieuse de géographies cohérentes", la lecture de la *géologie stratigraphique* de Maurice Gignoux suggère que cet objectif a souvent été parfaitement atteint et que des études ultérieures, fondées sur les mêmes méthodes, devaient multiplier, préciser et affiner ces reconstitutions des états passés de la surface de notre planète. Des traités de William J. Arkell se dégageait la même impression d'une science en plein rendement, d'une méthode générale bien au point, d'une belle moisson de résultats encore à cueillir dans la même direction.

Or n'apparaît-il pas au même moment que des aspects capitaux de cette science stratigraphique sont remis en cause, certains même contestés de la façon la plus catégorique ou même ébranlés ou même détruits : la nomenclature et la classification de cette science – qui ne constituaient pas, en l'occurrence, un simple langage plus ou moins interchangeable, destiné à décrire des réalités concrètes ; mais l'ossature même de l'édifice – ; son fondement paléontologique – aussi indispensable pourtant que le fondement complémentaire apporté par les études lithologiques ou cartographiques – ; enfin et surtout la référence permanente qu'elle faisait au cadre du temps, hors duquel, pouvait-on croire, il n'y avait qu'études géométriques, mais non plus science historique. Que peut-on penser de la crise qui ébranle ainsi la stratigraphie, des principes nouveaux qui tendent à se substituer à l'édifice classique et enfin quelles solutions a-t-il fallu adopter dans l'étude et l'exposé descriptif consacrés au Mésozoïque saharien ?

I. LA NAISSANCE DU PROBLEME :
LA NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE UNIVERSELLE FACE AU DEVELOPPEMENT DE LA GEOLOGIE MODERNE

La remise en cause d'une partie importante de la science stratigraphique classique a pour origine un certain nombre *d'imperfections* fondamentales de celle-ci. L'exposé critique que l'on trouvera ci-dessous vise à analyser ces imperfections, leur importance et leurs répercussions dans le développement de la géologie moderne. De cet examen, l'on passera logiquement à la considération des principes nouveaux (2e partie : la stratigraphie divisée). Un tel exposé critique prend facilement l'allure d'un réquisitoire. Je précise donc immédiatement que, de mon point de vue personnel, ces imperfections – inévitables étant donné la réalité très complexe envisagée dans la science stratigraphique – ne sauraient porter la condamnation de l'édifice entier : les solutions adoptées (3e partie : les solutions adoptées) en portent le témoignage.

1) LES DEFICIENCES DES FONDEMENTS MEMES DE LA CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE

Dans le développement qui suit les étages seront pris comme *types* des unités de la classification stratigraphique universelle. Non que l'on méconnaisse l'importance des autres unités (par exemple la zone dans les unités de rang inférieur ; ou le système dans celles de rang supérieur), mais parce que l'étage représente

Source : MNHN, Paris

"l'unité idéale, dans le Mésozoïque au moins", selon les termes qu'a employés Arkell (1956) dans un article fondamental, où le processus d'abstraction, sur lequel repose la notion d'étages, est clairement mis en évidence.

a) LES ETAGES MAL DEFINIS.

La définition même des étages repose en grande partie sur l'étalon représenté par l'étage-type. En fait les auteurs anciens, dont d'Orbigny, ont souvent préféré une ou des listes de faunes caractéristiques à l'implantation exacte et la description minutieuse d'une coupe-type ; mais, à l'heure actuelle, dans un souci de rigueur et de précision, les stratigraphes attachent beaucoup d'importance à la définition d'une coupe stratotypique. Or, trop souvent, le choix ou la définition de ces étages-types comportent les plus graves déficiences – réelles dans bien des cas, formelles dans certains autres cas –, malgré la référence constante qui est faite à ces étages, depuis près d'un siècle parfois, dans toute la littérature géologique. Certains étages-types sont insuffisamment localisés ou n'ont été localisés exactement que très tardivement. D'autres ne présentent que des affleurements insuffisants ; soit qu'ils aient été visibles autrefois dans quelques carrières, mais que – depuis la fermeture et la disparition de ces exploitations – ils n'affleurent plus désormais que très médiocrement, et jamais sur une seule coupe (Turonien, Santonien) ; soit que l'étage n'ait jamais affleuré, pour une partie (Cénomanien) ou pour sa quasi-totalité (Valanginien, Hauterivien). De nombreuses coupes-types d'étages ne présentent pas le passage aux séries sus-jacentes ou sous-jacentes, soit que ces séries n'affleurent pas, soit qu'elles n'existent pas régionalement, lacunes qui n'ont pas manqué d'engendrer des discussions aussi nombreuses qu'insolubles sur les limites. Enfin certaines coupes-types ont été malencontreusement choisies en faciès insuffisamment fossilifères ou ne comportant des fossiles qu'à faible valeur stratigraphique (Coniacien (1)), au grand dam des définitions sur lesquelles pourrait se fonder une paléontologie stratigraphique . . .

Des vices aussi graves et aussi nombreux – et l'on pourrait sans difficultés en allonger la liste – ont évidemment attiré des critiques trop faciles, et malheureusement parfois pertinentes, des contempteurs de la stratigraphie classique. Ainsi H. Hedberg (1959, p. 676) : "I have emphasized previously the almost ridiculous situation in our science where tons of paper and innumerable man-years have been wasted in futile controversies about where to draw boundaries between certain series, certain stages, – when no type or standard section of rocks has ever been established or accepted as a reference for these units". (2) Je n'insiste pas, car le sujet est suffisamment à la mode pour être parfaitement connu. Et puis, au demeurant, il s'agit de problèmes parfois solubles, souvent en cours d'études à l'heure actuelle, sinon en voie de solution. J'en arrive à un autre aspect du problème.

b) L'ETAGE CONCU COMME UN CYCLE SEDIMENTAIRE.

Je ne saurais mieux faire que de citer M. Gignoux (1960, p. 24) qui a longuement traité de ces problèmes :

"Dans le centre (des) "bassins", on n'a en général que d'épaisses et monotones successions de dépôts marins, sans changements brusques de faciès : c'est-à-dire que la distinction d'étages successifs y sera souvent difficile, et possible seulement d'après les faunes, d'ailleurs habituellement pauvres, pour peu que les faciès y deviennent un peu profonds. Au contraire, *les bordures de plates-formes continentales, domaine des transgressions et régressions, par leurs lacunes*, par les brusques variations des faciès, par leurs faunes plus riches, *permettront la distinction d'une série détaillée* d'étages lithologiques et paléontologiques.

Aussi n'est-il pas étonnant de constater que beaucoup des anciens étages ou "formations" définis depuis longtemps par leur faciès lithologique, correspondent à des cycles sédimentaires : ainsi conçu chaque étage commence par une transgression et se termine par une régression".

Voici exposée la conception que je qualifierai d'étages ou de stratotypes-biseaux, car ces séries épicontinentales avec leurs lacunes, leurs épaisseurs amoindries, se présentent comme les biseaux des séries épaisses de centre de bassin. Une recherche et une exploitation aussi systématique des lacunes sédimentaires

(1) Ainsi Mme M. Séronie-Vivien après avoir examiné les coupes, rares et d'épaisseur insignifiante, encore visibles à Cognac, conclut son étude de l'étage-type du Coniacien en ces termes : "La faune, inexistante à la base et encore très pauvre dans la partie supérieure, avec seulement des Bryozoaires, Miliolidés et Ostracées, ne peut fournir d'indication stratigraphique" (1959, p. 581).

(2) La condamnation suit de près (p. 678) le réquisitoire : "Here arises the question of whether or not we should necessarily stay with old terms which were originally poorly defined, which are presently used with quite variable significance, and which are no longer adequate for our needs. In my opinion all language is dynamic and should be the servant rather than the master of those who use it . . . "

Source : MNHN, Paris

entre les différentes coupes-types facilitera évidemment l'apparition de faunes différentes – par rapport aux étages sous-jacents – et de ce fait fournira une individualité à l'étage : ... chaque lacune ou régression correspond non seulement à un intervalle de temps souvent long, mais encore à d'importants changements dans la configuration des terres et des mers ; et lorsqu'ensuite une nouvelle mer revient, inaugurant un nouveau cycle sédimentaire, elle ramènera avec elle une faune nouvelle". Mais de quel prix se paie cet avantage ! Le support principal de toute étude stratigraphique a été et reste la paléontologie. Or une part importante dans la constitution d'échelles évolutives, à extension géographique suffisamment vaste, repose sur l'étude 1) de faunes planctoniques ou nectoniques (zones de Foraminifères, d'Ammonites (1)) ; 2) de séries aussi complètes et aussi continues que possible. N'y a-t-il pas contradiction à chercher à définir le maximum de zones paléontologiques dans les séries épaisses et continues, tout en continuant à utiliser comme unité stratigraphique fondamentale des étages-types dont le choix entraîne qu'une partie de ces zones n'y trouveront jamais place ; à la fois parce que ces étages choisis sur "les bordures de plateformes continentales" sont en général minces et riches en lacunes internes et parce que, trop souvent limités par une transgression ou une régression (ou les deux), ils sont largement amputés des parties inférieures ou supérieures. Faut-il s'étonner que tant de paléontologistes dans ces conditions se cantonnent dans leurs zones. Et faut-il s'étonner que ces faits tendent à se concrétiser par un divorce entre une "chronostratigraphie" et une "biostratigraphie", séparation qui, si elle s'aggravait, serait la ruine et l'éclatement de toute stratigraphie (2).

A vrai dire cette notion de cycle sédimentaire, si critiquable paléontologiquement parlant, a trouvé un support sérieux et une justification théorique dans la notion de l'étage considéré comme une *entité naturelle*, notion à laquelle nous arrivons tout naturellement.

c) L'ETAGE CONCU COMME UNE ENTITE NATURELLE.

M. Gignoux à ce sujet ne prend pas position de façon formelle : " ... La valeur d'un étage, défini paléogéographiquement sera évidemment d'autant plus grande que le cycle sédimentaire auquel l'étage correspond l'individualisera sur de plus vastes domaines. Et nous sommes ainsi ramenés à une des questions les plus hautes de la stratigraphie : les transgressions et régressions sont-elles générales ou bien leur histoire est-elle variable en divers points d'un même bassin ou d'un bassin à l'autre ? " (1960, p. 24).

Il est manifeste pourtant qu'un grand nombre d'unités stratigraphiques ont été définies par les relations de transgressions discordantes qui les caractérisaient par rapport aux couches sous-jacentes. De telles relations, qui entraînaient automatiquement l'existence d'une lacune stratigraphique, avaient comme conséquence indirecte l'apparition d'un renouvellement de faunes, comme on l'a déjà rappelé ci-dessus. Aussi, pour certains auteurs, l'attachement que l'on peut porter aux étages-biseaux de la stratigraphie classique, est une séquelle lointaine d'une croyance au catastrophisme. H. Hedberg rappelait à ce sujet (1959, p. 679)) :

". . . . I refer particularly to certain inheritances from the early history of stratigraphy which, even though they may be no longer generally accepted, still impede our present procedures in stratigraphic classification . . . As an example is the tendency to believe that the classic time stratigraphic divisions (systems, series, stages) established largely in Europe during the last century constitute "natural divisions" of the earth's stratigraphic column which can be recognized as such around the world. This is, of course, an inheritance from the early influence of Cuvier, d'Orbigny, and others, who interpreted the local breaks in faunal successions due to unconformities or changes of environment as evidence of world-wide catastrophes which drastically changed the composition of the earth's organic life. Although few would now openly subscribe to this extreme segmentation of the stratigraphic record, nevertheless many almost unconsciously endow the boundaries of these original time-stratigraphic units with a world-wide significance far beyond their real nature of quite arbitrary, though reasonably satisfactory and convenient, divisions of the more or less continuously developing record contained in the earth's sedimentary strata".

En dehors des arguments paléontologiques, la **notion de discontinuité dans le temps de l'activité tectonique du globe** est venue ajouter, pour certains auteurs, une justification à ces stratotypes-biseaux. Dès lors que la phase tectonique responsable des faciès gréseux du Crétacé inférieur ou que l'aplanissement ayant permis l'immense transgression cénomanienne représentaient des pulsations d'extension mondiale, beaucoup

(1) Avec des exceptions évidemment, en particulier beaucoup de grands Foraminifères, des Fusulines aux Orbitoïdes et aux Nummulites. Rappelons toutefois, en ce qui concerne ces dernières, que malgré la valeur des résultats stratigraphiques qu'elles ont amenés, les petites formes planctoniques de l'Eocène s'avèrent parfois nettement plus précises. De même en ce qui concerne les Ammonites, d'excellentes formes (par exemple les *Neolobites* du Cénomanien supérieur) peuvent être à caractère extrêmement littoral.

(2) Il importe de rappeler les conceptions formellement exprimées par d'Orbigny (1850) à ce sujet : " ... Le point de départ de toutes les recherches de géologie et de paléontologie stratigraphique doit être la date ou l'âge relatif des faunes fossiles ; car une histoire ne peut se faire sans avoir l'ordre chronologique. Nous avons dit que cette date ne peut être donnée que par la superposition rigoureuse des étages *sur les lieux où il n'y a pas de lacunes, où les époques se sont succédées dans un ordre régulier et sans interruption*" (fragment de phrase mis en italique par moi). On en conclura au moins que ceux qui refusent actuellement de renoncer à un seul des stratotypes de d'Orbigny, même à ceux qui s'avèrent les plus incomplets et les plus lacuneux, à vouloir conserver le détail de l'oeuvre de cet auteur, s'éloignent de son esprit . . .

Source : MNHN, Paris

ont supposé que les *effets* de ces pulsations devaient être synchrones : dès lors le stratotype du Cénomanien du Mans ajoutait à son antériorité et à son importance historique, le fait qu'il marquait et représentait un phénomène planétaire. Wheeler rappelait à ce propos (1959, p. 699) : "In recent years, however, Wheeler (1947), Wheeler and Beasley (1948), Gilluly (1949), Spieker (1956), and others have disparaged (with a considerable measure of success) the long-standing notions that unconformities tend to be world-wide, and that, as manifestations of diastrophism, they constitute "the fundamental basis for subdivision of the geological record".

En fait, dans ce dernier problème, il semble que deux notions et deux catégories de phénomènes différents soient confondues. L'existence de pulsations planétaires, phases de paroxysme épirogénique ou périodes de repos tectonique quasi intégral, est parfaitement possible, voire même probable. Mais il est beaucoup plus difficile d'admettre l'opinion suivant laquelle les *effets* de ces phénomènes auraient été partout parfaitement synchrones. Quelles que soient les raisons et les modalités de la grande transgression marine du Crétacé moyen ; quel que soit le phénomène paroxysmal peut-être instantané qui a pu exister en cette occasion, il suffit d'étudier une région suffisamment vaste pour s'apercevoir que les répercussions *locales* de cette transgression se sont fait sentir avec des décalages chronologiques considérables. De la Berbérie aux régions centre-africaines l'arrivée des faciès marins s'étage du sommet du Crétacé inférieur au toit du... Maestrichtien. En transposant, à titre de comparaison, de tels phénomènes dans l'histoire humaine, nous dirons que si l'on peut choisir l'année 1 de l'ère chrétienne, il serait erroné, par contre, de dater de cette année les premières manifestations du christianisme dans chacun des cinq continents... L'arrivée et le départ de la mer cénomanienne sont des phénomènes soumis à des facteurs locaux ; ils ne sauraient avoir sur toute la planète une valeur chronologique absolue.

Qu'elles s'appuient et se justifient sur des éléments paléontologiques ou sur des manifestations diastrophiques, de telles subdivisions discontinues (stratotypes-biseaux) ont un point commun : leurs promoteurs les prétendent naturelles. Cette conception a été exposée de façon particulièrement nette sous la signature de la Commission stratigraphique d'U.R.S.S. (1961, p. 31) :

"Soviet geologists believe that stratigraphic classification cannot be based on possible variations for convenient and practical use of its data, (especially with the subjective ideas of different researchers) but should aim at the objective differentiation of the actuel geologic history. We are convinced that the system of stratigraphic subdivision should represent naturel stages of geological change of the Earth as a whole or of individual large regions, and correspondingly should be based on the combination of all manifestations of deposition which objectively indicate these stages, namely by overall analysis of the complex data of evolution of the organic and non-organic world. Each of the subdivisions of the stratigraphic scale should correspond to a definitive natural-historical stage in the general evolution of the Earth, and above all in the evolution of the organic world".

On ne s'étonnera pas que de telles affirmations aient attiré des réponses cinglantes (voir Hedberg 1959, p. 683, en réponse à une prise de position antérieure mais identique de la Commission stratigraphique d'U.R.S.S.). Il n'est pas de recherche scientifique sans hypothèse ; mais on ne saurait culbuter plus hardiment les prémisses et les conclusions. L'un des buts des études stratigraphiques pourrait être de rechercher si à certaines époques ne s'individualisent pas des unités naturelles d'extension plus ou moins vaste. Pour ce faire il conviendrait de chercher à placer aussi minutieusement que possible *sur une échelle de temps uniforme, régulière et objective*, les différents faits d'observation. Mais au contraire la démarche inverse qui consiste à affirmer *a priori* qu'il existe des étages naturels définis dans l'évolution de la terre est difficilement défendable. Et l'on peut craindre qu'une telle argumentation ne serve pas la cause de la stratigraphie classique.

2) L'INADAPTATION DE LA CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE AUX BESOINS D'UNE EXPLORATION GENERALISEE

Ce n'est évidemment pas par hasard que les unités stratigraphiques classiques *(time stratigraphic units auctorum)* ont commencé à être délaissées au profit des unités lithologiques *(rock stratigraphic units)* quand l'exploration géologique a entamé son développement considérable sous l'impulsion de la recherche pétrolière en Amérique du Nord dans les années 1920. Si, auparavant, les résultats stratigraphiques brillants obtenus dans les régions classiques d'Europe occidentale avaient pu être étendus à de nombreuses régions du globe, il s'avérait là que la zonation essentiellement issue de la paléontologie stratigraphique ne pouvait convenir partout et pour tous les travaux géologiques.

Source MNHN, Paris

a) LES SERIES DEPOURVUES DE FOSSILES STRATIGRAPHIQUES (séries continentales en particulier).

Il est bien certain que la stratigraphie classique tout entière fondée sur la paléontologie avait comme terrain d'élection les affleurements de nature et d'origine marines. Orientation qu'A. de Lapparent (1906, p. 717) justifiait par l'importance des dépôts marins : " . . . il s'agit de sédiments marins (*et ceux-là doivent surtout nous occuper*, car leur étendue est incomparablement plus grande que celle des dépôts terrestres) . . . ", émettant ainsi une opinion que l'on sait être aujourd'hui fort discutable. Au contraire une réflexion de M. Gignoux montre tout le caractère et le fondement historiques de cette orientation : "Si nous habitions le centre de l'Afrique, et que nos explorations géologiques se déroulent entre l'Atlas saharien, le Golfe de Guinée, les montagnes du Cap, et l'Abyssinie, nous serions habitués à ne voir presque que des formations continentales ; mais dans les pays classiques de l'Europe occidentale que nous étudierons, nous serons toujours en bordure des continents ; de sorte que *notre stratigraphie sera essentiellement une stratigraphie de dépôts marins* : fort heureusement d'ailleurs, car les fossiles, si précieux pour les stratigraphes, sont infiniment plus abondants et plus variés dans les formations marines . . .". Notons que ces lignes sont seulement apparues entre la première édition (1926) et la deuxième (1936) : indice d'une prise de conscience progressive par le maître de l'existence d'un immense domaine qui échappait à peu près totalement aux cadres mêmes, sinon aux méthodes, de nos études de géologie sédimentaire.

Mais les géologues ne pouvaient continuer à ignorer ces aires immenses pour la raison qu'elles n'étaient pas justiciables — ou mal — des méthodes classiques. Et c'est alors l'apparition, dans les publications qui les concernent, d'une foule de noms de séries ou de formations, à désignation géographique ou lithologique ; dont certaines bien choisies ou correspondant à des unités naturelles évidentes, s'imposeront facilement ; tandis que d'autres seront l'objet de perpétuelles discussions, révisions, remaniements . . . pour les raisons inverses. Les études portant sur le continent africain, avec le développement exceptionnel qu'y prennent les couches continentales, sont particulièrement riches en tels noms de séries ou de formations : les trois pages d'énumération données par H. Faure (1966, p. 585-587) sur le seul post-Mésozoïque du Niger oriental en fournissent un exemple caractéristique.

Il est évident que le fait de vouloir *à toute force* appliquer une nomenclature d'étage stratigraphique marin à de tels ensembles continentaux devait souvent se révéler décevant : la présence de tel fragment de bois dans le Barrémien authentique du Portugal ou de tels Crocodiliens dans les grès albiens de Berbérie ne saurait prouver un âge identique pour telle ou telle formation continentale renfermant les mêmes débris. Que d'attributions hâtives et erronées ont été entraînées par la méconnaissance de ce principe et combien les progrès réels de nos connaissances en ont été retardés !

b) NECESSITES PARTICULIERES DES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE.

En dehors des régions classiques d'Europe occidentale, les études géologiques — en particulier cartographiques — bien qu'ayant débuté récemment ont pris un développement prodigieux. Très généralement ces recherches ne s'appuyaient pas sur le substratum d'études paléontologiques lentement accumulées comme cela était le cas dans des régions telles que le bassin de Paris. Placés devant la nécessité d'opérer le levé géologique d'immenses régions, sinon même de continents entiers, les géologues n'ont pu attendre toujours et partout de trouver des fossiles et quand ils en avaient trouvés, de tirer parti de faunes dont, au surplus, le caractère souvent nouveau ou particulier rendait difficile toute corrélation avec les espèces déjà connues. Dans certains cas (recherche minière, étude cartographique et structurale d'exploration pétrolière) on conçoit même que certains géologues, astreints à une tâche précise, n'aient point cherché de faunes du tout. Ces nécessités, ces conditions particulières de travail ont rendu obligatoire l'usage de noms de formation très diversement choisis, mais dont l'individualité reposait très généralement sur une certaine homogénéité de faciès. Cependant il importe de souligner que ce *classement faciologique*, rendu obligatoire par la rareté ou l'absence des arguments de paléontologie stratigraphique, *n'excluait nullement de faire référence à un cadre temporel* : il n'est pas indispensable de savoir que telles couches sont du Frasnien ou du Callovien pour observer que des évaporites *passent* à des dolomies et pour grouper de ce fait les unes et les autres dans une formation stratigraphique dont *l'unité ne sera absolument pas lithologique*, mais d'ordre chronologique. Nous reviendrons sur ce point qui est fondamental.

c) L'ETAGE-FACIES.

Le développement des travaux dans les régions peu fossilifères, les nécessités particulières d'une exploration généralisée ont conduit trop souvent à une mauvaise utilisation des étages de la classification

Source : MNHN, Paris

stratigraphique universelle, mauvaise utilisation d'une gravité telle dans certains cas qu'elle a poussé des chercheurs à abandonner la notion même d'étage (ou en général d'unité stratigraphique) au profit de classement purement lithologique (voir ci-dessous la classification dite "lithostratigraphique"). Il s'agit de l'étage assimilé régionalement à un faciès. Les exemples sont innombrables. Je n'en évoquerai que quelques-uns tirés de l'Afrique du Nord-Ouest.

L'Albien sous faciès gréseux – ou partiellement gréseux – existe en de nombreuses régions, daté par des fossiles marins ou passant immédiatement à des couches argilo-carbonatées datées par des fossiles marins. On continue à parler d'Albien quand ces grès marins passent à des grès continentaux, azoïques, pour la double raison 1) que les uns et les autres sont en continuité latérale ; 2) que les grès continentaux en question sont encadrés par des couches aptiennes et cénomaniennes fossilifères (Atlas saharien occidental). Mais un autre pas ne tarde pas à être franchi, moins légitimement celui-ci : l'ensemble des grès continentaux sous-jacents aux couches du Cénomanien fossilifère sont attribués à l'Albien, sans plus aucun argument paléontologique – ni *in situ*, ni dans les couches encadrantes –, sans aucun critère réel de corrélation – puisque l'ensemble de la série est totalement modifié – : c'est l'"Albien-faciès", le nom d'étage surgissant dès que se rencontrent des grès continentaux discordants sur le Paléozoïque ou sous-jacents au Cénomanien. En fait, on sait maintenant que ces grès, sur la plateforme saharienne par exemple, recouvrent une partie extrêmement variable du Crétacé inférieur et dans certains cas, même, du Jurassique.

Enfin ces imprécisions et ces erreurs peuvent être aggravées par une sorte de raisonnement "circulaire", trop fréquent même parmi les scientifiques : il arrive en effet que dans un premier temps l'on perde de vue le fait que les grès ont été attribués à l'Albien, de par leur faciès, les argiles sus-jacentes au Cénomanien, pour la même raison ; et que, dans un deuxième temps, l'on découvre comme un phénomène remarquable que l'Albien est toujours gréseux et le Cénomanien argileux sur de très vastes superficies (1) ; découverte qui justifie – notons-le au passage – la conception de l'étage entité naturelle . . .

En dehors de couches non datées et ayant fait l'objet dans ces conditions d'attributions erronées fondées sur une seule analogie de faciès, la notion d'étage-faciès, déformation trop courante de l'étage véritable unité stratigraphique, apparaît sous une autre forme dans la littérature géologique. Elle porte sur la définition des limites d'étages et les imprécisions qui y sont liées. J'exposerai un exemple de ces imprécisions, sinon de ces erreurs, que je choisirai dans mes propres ouvrages, celui du Cénomanien-Turonien de la plateforme saharienne. On sait que *grosso modo* le Cénomanien se présente sous la forme d'une masse argileuse (souvent argilo-gypseuse, parfois argilo-salifère ; argilo-carbonatée dans le Nord), épaisse en moyenne d'environ 150 mètres et le Turonien sous la forme de carbonates (calcaires ou dolomies) massifs, épais en moyenne d'environ 80 mètres. En fait quand des faunes sont présentes il apparaît le plus souvent que la limite paléontologique du Cénomanien et du Turonien se situe non point à la limite des calcaires et des argiles, mais au sein de la partie inférieure des calcaires (premiers mètres ou premières dizaines de mètres). Néanmoins la principale limite (tant pour la cartographie, que pour la définition d'unités en sondages) ne saurait être placée ailleurs qu'au contact lithologique carbonates/argiles.

Comment faut-il nommer les deux ensembles ? Une solution eût été de nommer l'ensemble inférieur Cénomanien *p.p.* et l'ensemble supérieur Cénomanien-Turonien – ainsi que cela s'est fait couramment dans le domaine berbère marocain pour exprimer à peu près le même phénomène. Je n'ai pas adopté cette solution pour deux raisons : 1) en fait, dans la masse carbonatée, le Cénomanien ne représente, *sur une partie* de la plateforme saharienne, qu'une fraction quantitativement négligeable ; 2) il arrive – en particulier au Sahara septentrional – que la limite paléontologique se situe, au contraire, *sous* le contact lithologique ; dans ce cas précis, l'étiquette Cénomano-Turonien serait fausse ; si bien que la complication amenée par son introduction ne se fût même pas traduite par une irréprochabilité stratigraphique généralisée. Je me suis donc contenté d'appeler "Cénomanien" la masse inférieure surtout argileuse et "Turonien" la masse supérieure surtout carbonatée. Toutefois une circonstance particulière rend tout à fait criante l'inexactitude et les inconvénients de cette solution simple mais approchée : *alors que les 150 m de la masse argileuse du "Cénomanien" ne renferment pas le moindre fossile dans la plus grande partie du Sahara algérien, les belles faunes sahariennes du Cénomanien supérieur, connues depuis plus d'un siècle et sans cesse enrichies depuis, se localisent toutes dans les quelques mètres de la base des calcaires ; c'est-à-dire dans ce que j'ai appelé du "Turonien" !* Parfaitement conscient des imperfections de cette classification, je l'ai néanmoins adoptée car il me semble qu'en sciences naturelles il est parfois légitime de préférer à des principes rigoureux – d'autant plus rigoureux qu'ils sont plus théoriques – des solutions aux problèmes, nomenclaturaux en particulier, approchées mais plus adaptées aux

(1) C'est pour éviter de tomber dans le vice de ce raisonnement "circulaire" que je me suis efforcé d'examiner de façon critique la nature et l'aspect de ce contact sable/argile au niveau de la limite Albien/Cénomanien, sur une distance à peine inférieure à un millier de kilomètres entre le bassin constantino-tunisien et la bordure tassilienne. (fig. XII.1).

Source : MNHN, Paris

phénomènes naturels d'une infinie complexité. Il est évident toutefois qu'il ne sera pas difficile de dénoncer la solution adoptée, au nom de la rigueur scientifique, comme une source grave d'erreurs et de confusions . . . critiques qui justifieront de nouveaux plaidoyers en faveur des classifications multiples (cf. ci-dessous : la désagrégation de la stratigraphie ; lithostratigraphie, chronostratigraphie, biostratigraphie, etc.).

Bien d'autres exemples illustreraient cette imprécision aux limites, *lesquelles pour des nécessités pratiques évidentes sont inexorablement attirées par le contact lithologique le plus proche.* J'ai eu l'occasion d'en exposer et d'en discuter plusieurs autres cas, soit dans le présent travail, soit dans des ouvrages antérieurs (voir fig. IV,1).

La conception de l'étage-faciès aboutit donc trop souvent au minimum á des imprécisions fâcheuses quant á la définition des limites ; dans d'autres cas á d'énormes erreurs d'attribution stratigraphique. Dans ces conditions, on comprend que certains auteurs considérent une telle utilisation des noms d'étages comme une source permanente d'erreurs et de confusion. Par une réaction qui aboutit á un excés inverse, ils tendent á répudier dans la quasi-unanimité des cas l'emploi de noms d'étages, arguant du fait que même quand les couches sont datées avec une assez bonne certitude, les limites d'étages restent le plus souvent très incertaines ou ne sont précisées paléontologiquement que tout-à-fait localement. Ces auteurs adoptent finalement une classification plus ou moins purement lithologique.

d) LES SERIES RECONNUES PAR FORAGES.

Avant la seconde guerre mondiale l'exploration par forages profonds n'a pris une grande extension pratiquement que sur le continent nord-américain : ce n'est pas par hasard que c'est sur ce même continent qu'a été soulignée en premier une certaine inadaptation de la classification classique aux nécessités de recherches géologiques modernes. Depuis l'exploration par forages profonds s'est généralisée – y compris dans le domaine saharien – ; elle occupe même une part de plus en plus importante du volume total de la recherche géologique : chacun de ce fait peut prendre conscience des caractéres particuliers de cette reconnaissance et des données qu'elle fournit.

1) Les aspects pratiques.

Trois d'entre eux qui ont déjá été évoqués par Krumbein et Sloss (1963, p. 327), seront simplement rappelés ici :

a) La surveillance géologique d'un forage aboutit naturellement à une *connaissance de la nature lithologique de la série traversée.* Alors qu'au cours d'une étude de terrain la découverte de fossiles, fondement d'une stratigraphie, peut se faire et se fait le plus souvent au fur et á mesure des autres opérations (levé de coupes, cartographie), dans l'interprétation d'un forage seules en général des microfaunes peuvent être découvertes, et encore avec une certaine suspicion quant á leur provenance exacte dans le cas, trés fréquent, oú n'existent que des déblais. Bien entendu dans la mesure oú l'interprétation géologique repose sur la lecture des diagraphies le résultat, pour une coupe de sondages, ne saurait porter que sur la nature lithologique.

b) Le caractère *ponctuel* des données de sondages contraste avec le caractére *continu* des observations de terrain. La considération des affleurements permet dans de nombreux cas de définir en un lieu un certain nombre d'ensembles lithologiques bien individualisés et d'en suivre le devenir latéralement : il peut donc se dégager de façon évidente un certain nombre d'unités stratigraphiques dont l'étude détaillée du faciés ne représente qu'une démarche complémentaire. Au contraire les données de sondages ont un caractére beaucoup plus analytique, en dehors de toute possibilité d'examen global. L'établissement d'une coupe lithologique très détaillée représente un stade important pour les corrélations avec les autres sondages. Même quand des attributions stratigraphiques peuvent être proposées pour une coupe de sondage cette observation des caractéristiques lithologiques garde une importance qu'elle n'a pas sans doute dans les études de terrain.

c) Krumbein et Sloss ont mis l'accent sur l'*avalanche de données* alimentées par le forage de plusieurs milliers de puits par an. Ces données que le stratigraphe doit absorber et interpréter ne pouvaient être placées et classées dans le cadre de la nomenclature stratigraphique universelle, qui réclame des conditions exceptionnelles (existence et découverte des faunes indispensables pour une datation) et des études minutieuses, pas toujours compatibles avec les impératifs d'une exploration á but commercial : d'oú la nécessité de classifications *pratiques*, considérant en particulier la nature lithologique á l'exclusion des rapports temporels et spatiaux des faciés.

Source : MNHN, Paris

Fig. IV.1. — Attributions stratigraphiques successives — principalement en termes d'étages — de la série jurassique du Sud-tunisien (d'après G. Busson, 1967, fig. 3 et Tabl. 1, simplifié). On notera que *la plupart des auteurs n'ont pas hésité, malgré la faiblesse des arguments paléontologiques présents, à appliquer des noms d'étages aux tranches successives de la série considérée ;* depuis le Trias supérieur jusqu'au Portlandien, y compris parfois des sous-étages (Pétrocérien, Virgulien). La confrontation synoptique de ces attributions successives et la comparaison qui peut être faite avec les attributions actuelles soulignent le caractère tout à fait prématuré de telle datation et l'incohérence à laquelle pouvait aboutir l'obsession de distribuer des noms d'étage.

Source MNHN, Paris

2) Les aspects théoriques.

Les sondages n'ont pas seulement contribué à apporter des données *plus nombreuses ;* ils ont souvent fourni accès à un *domaine différent* de celui exposé aux affleurements. Il est fréquent en effet que le *bassin* – reconnu par sondages – et les affleurements ne se répartissent pas de façon purement aléatoire, mais correspondent à des zones sédimentaires et parfois structurales bien dissemblables. Non seulement les épaisseurs diffèrent fréquemment, mais aussi les faciès. Et d'avoir constaté avec de nombreux sondages que certains faciès, en apparence très constants à l'affleurement, se modifient et se déplacent verticalement dans le bassin (1), ne peut que renforcer la méfiance inspirée par l'étage-faciès et en règle générale tout ce qui évoque une confusion entre ensemble lithologique et unité stratigraphique, c'est-à-dire á valeur temporelle.

De surcroit, dans de nombreux cas, les sondages ont établi que des discordances, bien caractérisées aux affleurements, disparaissent rapidement – en quelques kilomètres parfois – en position plus centrale. J. Gilluly (1949) a cité dans le Tertiaire de l'Ouest des Etats-Unis – domaine très mobile, aussi différent que possible de la plateforme saharienne – des exemples particulièrement démonstratifs de tels faits. Notons qu'une telle observation, pour peu qu'elle se répète, amène à dénier toute importance réelle et toute valeur générale aux lacunes sédimentaires qui, selon Gignoux et tant d'autres auteurs, limiteraient des "cycles naturels", étalons évidents des étages et des autres unités de la nomenclature stratigraphique.

e) PROBLEMES ET DIFFICULTES DE LA PALEONTOLOGIE STRATIGRAPHIQUE DANS LES TRAVAUX DE DETAIL.

Il est certain que si les découvertes et les études paléontologiques représentent le meilleur moyen de datation de couches géologiques, elles ne se caractérisent ni par leur facilité ni par leur rapidité. Il est remarquable que, même dans les régions les plus classiques d'Europe occidentale, de nombreux paléontologistes stratigraphes doivent se livrer à de nouvelles récoltes trés systématiques et très minutieuses pour affiner les échelles stratigraphiques, tout en précisant la notion même d'espèce paléontologique (travaux récents de Tintant, Mouterde, Gabilly et bien d'autres pour le Jurassique par exemple). De telles récoltes sont pratiquement impossibles dans la majorité des études géologiques (levé de cartes systématiques, travaux divers de géologie appliquée, etc.), même dans les cas favorables où les faunes existent sur une épaisseur de série assez importante . . .

Les déterminations paléontologiques représentent une opération difficile et complexe ; de plus en plus difficile et complexe même avec la croissance prodigieuse de la bibliographie. Les bons fossiles stratigraphiques ne peuvent pratiquement plus être étudiés que par des spécialistes, parfois spécialisés dans une famille ou dans un étage ! Les autres fossiles ne peuvent fournir d'arguments stratigraphiques qu'au prix d'études très longues, trés minutieuses, destinées á mettre en évidence d'infimes différences ; et les résultats stratigraphiques restent néanmoins incertains. Devant cette accumulation de difficultés, on comprend que certains géologues – en particulier parmi ceux qui pratiquent la géologie appliquée – se sont résolus á ne plus faire que de la "lithostratigraphie".

Les difficultés et les complications de l'étude paléontologique énumérées ci-dessus pouvaient á la rigueur être surmontées par des études suffisamment poussées. Mais il y a une lacune plus grave d'ordre théorique dans le seul usage de la ,paléontologie stratigraphique comme outil de classification et de nomenclature : il s'agit du "pouvoir de résolution" des faunes et des données stratigraphiques qu'elles apportent ; pouvoir qui est, de façon trés générale, tout á fait insuffisant par rapport aux unités trés fines utilisées couramment dans l'exploration. Les bancs qui seront distingués dans un levé de détail, á objectif structural par exemple, ou les couches successives testées dans un sondage ne sont pas le plus souvent susceptibles d'être distingués et attribués á des intervalles stratigraphiques différents sur la foi des déterminations de fossiles qu'ils ont livrés. Or ces bancs ou ces couches peuvent constituer la totalité du problème posé au géologue : il importe de les classer et de les nommer de façon pratique.

3) CONCLUSIONS

Bref dans le développement de la géologie moderne, bien des raisons différentes et complexes se sont ajoutées pour faire apparaître, aux yeux de certains, inadaptée, sinon périmée, la nomenclature stratigraphique

(1) C'est ainsi que les sédiments détritiques tendent souvent à s'amenuiser au profit d'autres faciés depuis les affleurements jusqu'aux régions plus centrales, ou á migrer verticalement (par exemple tapissant de façon diachronique l'avancée d'une transgression sur un socle) ; c'est ainsi également que les carbonates peuvent passer á des évaporites, dans la même direction, etc.

Source MNHN, Paris

et son fondement principal d'ordre paléontologique : les déficiences fondamentales de certaines des unités de cette nomenclature (étages en particulier) et l'usage par trop approché, sinon franchement erroné qui en avait parfois été fait ; l'importance des séries azoïques ou peu fossilifères ; la difficulté et la longueur des travaux paléontologiques ; les conditions spéciales de la reconnaissance par sondages ; les nécessités particulières des travaux de géologie appliquée ; etc.

L'importance et la gravité de ces raisons sont telles que l'édifice stratigraphique classique s'en trouve mis en danger. La maladie est née et s'est développée spontanément, de façon anarchique et dispersée : par renonciation individuelle à des méthodes qui paraissaient trop complexes ou périmées ou inadaptées ; par mise au point empirique, sur le tas, de méthodes nouvelles. Et puis quand le processus évolutif a eu suffisamment progressé, voici que ces principes nouveaux – qui tendent à faire table rase d'une partie de l'édifice construit, mais surtout des méthodes employées –, soutenus par quelques actifs promoteurs sont érigés en corps de doctrine, rédigés en articles et paragraphes, votés en réunions internationales comme de futures dispositions légales (1) ; avant vraisemblablement d'être imposés au stratigraphe de l'avenir comme la seule méthode orthodoxe, garante de la qualité finale des études entreprises : c'est la "stratigraphie divisée", objet du paragraphe suivant.

II. LA STRATIGRAPHIE DIVISEE EST-ELLE UNE SOLUTION ?

1) LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE

Suivant le principe général de cette conception nouvelle, la stratigraphie n'est plus une science à caractère historique, faisant référence au temps comme critère primordial de classement et de corrélation, ayant pour but la reconstitution d'une succession de géographies harmonieuses. Le mot stratigraphie ne désigne plus que l'étude des strates, sans référence particulière au temps, en envisageant l'individualisation d'ensembles (classification et nomenclature) par rapport à l'un quelconque des caractères de ces strates.

Ainsi selon Hedberg (1959, p. 675) " . . . rocks may be classified *stratigraphically* according to their lithologic character, according to fossil content, according to mineral character, according to geologic age or time of origin, according to chemical properties, according to seismic properties, according to environment of origin, and according to numerous other properties which vary through the sequence of strata making up the earth's crust. Some categories of classification are, of course, vastly more important and more useful than others".

Les unités **lithostratigraphiques** sont des ensembles de strates individualisés et délimités par la considération de caractéristiques lithologiques. Quelques points essentiels doivent être rappelés d'après le *Code of stratigraphic nomenclature* dû à l'*American commission on stratigraphic nomenclature* (A.A.P.G. 1961, p. 645-675) : "Rock-stratigraphic units are essentially the *practical units of general geologic work* that serve as a foundation for describing and studying lithology, local and regional structure, stratigraphy, economic resources and geologic history . . . The definition of a rock-stratigraphic unit should be based on as full knowledge as possible of its lateral and vertical variations, but for purposes of nomenclatural stability a *type section should be designated*". . . (2).

Et surtout : "Concept of time-spans, however measured, properly play no part in differentiating and determining the boundaries of any rock-stratigraphic unit . . . The accumulation of material assigned to a particular unit may have begun or ended earlier in some localities than in others . . . *The entire thickness of a body in some places may be younger than the entire thickness of the same body in other places. The definition of rock-units is thus completely independent of time concepts*". (3).

(1) Plaisante preuve de la certitude de détenir la vérité, que de vouloir imposer un dogme par le mécanisme de décisions votées ; le déroulement scientifique nous avait habitué à voir l'hypothèse exacte ou la méthode appropriée s'imposer d'elle-même, soit par le caractère évidemment logique du raisonnement créateur, soit par la fécondité des résultats apportés.

(2) D'après l'article 13 du code américain (p. 653) : "Establishing a formal rock-stratigraphic unit requires publication in some recognized scientific medium of a definition that includes : 1) statement of intention to designate a formal unit ; 2) selection of name ; 3) definition of unit in the type area with specific location of the type section ; 4) distinguishing characteristics ; 5) definition of boundaries and contact relationships ; 6) dimensions and shape, and as far as possible ; 7) geologic age and correlation". Ces principes généraux sont suivis de copieuses remarques, édictant tout un ensemble de règles formelles imposées pour créer, de façon valide, une unité lithostratigraphique . . .

(3) Ceci en contradiction flagrante avec le fait que le terme lithostratigraphique était employé depuis plus d'un demi-siècle dans la littérature géologique française avec un sens chronologique – ainsi que je l'établirai ci-dessous (voir le paragraphe : Raisons historiques de refuser cette élimination de la référence au temps).

Source MNHN, Paris

Par ailleurs : "Boundaries of rock-stratigraphic units are placed at positions of lithologic change... Where one rock-unit passes vertically or laterally into another by intergrading or interfingering of two or more kinds of rock, the boundary is necessarily arbitrary and should be selected to provide the most practical units... Where the rock between key beds becomes drastically different from that of the type-locality, a new unit should be recognized, even though key beds are continuous... Where a unit changes laterally through abrupt gradation into or intertonguing with a markedly different kind of rock, it may be desirable to propose a new unit. Arbitrary boundary may be placed between the two units. Where the area of intergradation or intertonguing is sufficiently extensive, the rocks of mixed lithology may constitute a third independent unit".

Enfin : "In general, the definition of a new formation should be based upon tested mappability, rather than upon a type-section alone, however completely exposed the type-section may be".

Les unités **biostratigraphiques** consistent en un ensemble de strates individualisé et caractérisé par les fossiles ou certains des fossiles qu'il contient. D'après le Code of stratigraphic nomenclature (p. 655) : "Commonly, biostratigraphic evidence is the most useful means for determining time-stratigraphic boundaries, but *criteria for defining biostratigraphic and time-stratigraphic units differ fundamentally*".

Les unités **chronostratigraphiques**, enfin, consistent en un ensemble de strates déposées durant un certain intervalle de temps géologique.

Selon l'American commission on stratigraphic nomenclature (p. 658) : "Ideally the boundaries of time-stratigraphic units, as extended geographically from the type-section, are isochronous surfaces, representing everywhere the same horizon in time ; thus, *ideally these boundaries are independent of lithology, fossil content, or anyother material bases of stratigraphic division.* In actual practice, the geographic extension of a time-stratigraphic unit is influenced and generally controlled by stratigraphic features" (sic).

Enfin d'après l'article 34 du code américain : "Requirements for establishing a time-stratigraphic unit include : 1) statement of intention to designate such a unit ; 2) selection of name ; 3) selection of boundaries of the unit in the type-area with specific reference to designated sections ; 4) distinguishing characteristics including fossils if present ; 5) correlation and age relationships ; and 6) publications in a recognized scientific medium as specified in article 13".

Plusieurs auteurs ont insisté sur le fait que les unités chronostratigraphiques appartiennent à une catégorie à dominante *subjective*, car elles seraient fondées largement sur l'interprétation ; alors que les unités lithostratigraphiques et biostratigraphiques (1) sont des unités à dominante *objective*, en ce sens qu'elles sont fondées principalement sur l'observation et la mesure (Wheeler, 1959, p. 697).

2) LES INCONVENIENTS THEORIQUES ET LES VICES FONDAMENTAUX DE LA STRATIGRAPHIE DIVISEE

A) QUELQUES VICES PROPRES A CHACUNE DES BRANCHES DE LA STRATIGRAPHIE DIVISEE

1) LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

a) FRAGILITE ET LIMITES DU CARACTERE OBJECTIF DES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

Il est facile de qualifier d'objectives les unités lithostratigraphiques parce qu'elles sont fondées sur des caractéristiques observables et mesurables. En fait c'est faire là abstraction de l'infinie complexité des phénomènes naturels au profit d'idées théoriques, très séduisantes auprès d'esprits formés ou attirés par les sciences exactes.

1) **La diversité et la multiplicité** des critères qui peuvent être pris en considération sont extrêmes. Les caractéristiques globales sont utilisées depuis très longtemps pour définir des unités lithologiques : lithologie et constitution minéralogique dominantes, couleur, épaisseur des bancs et litage (stratification entrecroisée, ripple-marks, etc.). Toute la gamme des études sédimentologiques, physiques ou chimiques modernes est venue

(1) On sait que les unités biostratigraphiques ont d'abord été classées dans les unités subjectives. A la suite de critiques très vives lancées contre ces notions (en particulier Jeletzky, 1956), les unités bio-stratigraphiques ont été classées dans les unités à dominante objective. Ce qui donne à penser que ce classement en unités objectives et unités subjectives est lui-même passablement subjectif...

Source : MNHN, Paris

ajouter une multitude de critères auxquels s'ajoutent encore toutes les propriétés mesurées dans les diagraphies (résistivités, radioactivité naturelle et induite, vitesse des ondes acoustiques, vitesse d'avancement, etc.) et qui ne dépendent qu'en partie de la nature lithologique, mais aussi des fluides contenus et de leurs caractéristiques, etc. Bref les propriétés qui peuvent être considérées sont si nombreuses et si variées, si différentes parfois de la simple nature lithologique, que Wheeler (1959) proposait de substituer à lithostratigraphie le terme de stratigraphie physique. Quoiqu'il en soit il n'est que trop évident, *en présence d'une telle diversité de critères, que différents géologues étudiant une coupe ne mettront pas automatiquement en évidence les mêmes ensembles naturels ; a fortiori* s'ils définissent leurs séries à une certaine distance les uns des autres. Krumbein et Sloss notaient à ce sujet : "In some cases, these newer techniques serve to more sharply delineate the units established by the methods of an older generation. More commonly, the bounding surfaces of natural units, defined by the newer techniques, do not coïncide with the boundaries based on gross lithologic criteria, and there may be marked discordance in geometry and attitude". (p. 333).

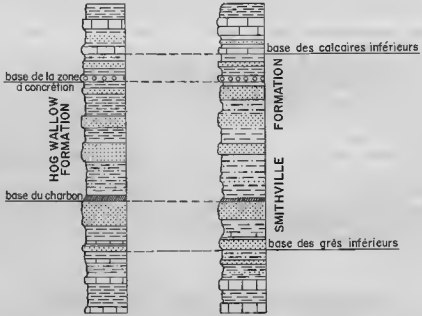


Fig. IV.2. – Les deux colonnes lithologiques représentent des successions stratigraphiques voisines et très semblables cartographiées par des géologues différents dans des secteurs adjacents. A droite les formations sont distinguées par la nature lithologique globale, tandis que les limites de celles de gauche sont définies par des horizons repères (d'après Krumbein et Sloss, fig. 10-6 modifiée) : malgré *l'objectivité* prétendue des classifications lithostratigraphiques, les critères différents adoptés par les auteurs peuvent déboucher sur des classifications dissemblables.

2) Même avec des critères simples et homogènes (nature lithologique grossière par exemple), il est fréquent que l'individualisation de formations naturelles ne soit point évidente. Krumbein et Sloss donnent à ce sujet un exemple d'interprétations divergentes, dues à des auteurs différents, mis en présence d'une succession donnée (Fig. IV.2). Dans le cas schématique cité le principe général suivant lequel les unités correspondant à la nature lithologique grossière ont le pas sur les unités délimitées seulement par des bancs repères, permet de faire un choix. Mais il est évident que dans un très grand nombre de cas la monotonie des faciès ou au contraire l'évolution très progressive de ces faciès *sur une coupe*, le développement important des zones d'alternances, la diversité et la complexité de *l'évolution latérale*, suivant la direction considérée, s'ajouteront pour offrir de nombreuses solutions au découpage *lithostratigraphique* d'une région. Si, sur une coupe donnée, la règle de priorité peut assurer le triomphe d'une certaine solution, un auteur travaillant sur une région voisine pourra toujours proposer un autre découpage qui recouvrira mieux les réalités naturelles telles qu'elles se présentent dans son domaine. Deux conséquences fondamentales me paraissent à en tirer *a priori* :

1) *La lithostratigraphie n'est pas la simple expression objective d'une réalité ;* elle est le plus souvent affaire d'interprétation délicate et complexe.

Source : MNHN, Paris

2) La lithostratigraphie ne sera pas la panacée qui évitera aux géologues des discussions stériles sur des questions d'attribution : elle représente au contraire la *porte ouverte à une désintégration totale de la nomenclature* ; celle-ci pouvant devenir, à la limite, purement individuelle, sans recours – comme en stratigraphie classique, c'est-à-dire à fondement paléontologique – à l'arbitrage que fournissent, ou que pourront fournir dans l'avenir, des arguments paléontologiques. J'essaierai de montrer ci-dessous (cf. les applications de la stratigraphie divisée) qu'il a suffi de deux à trois décennies d'utilisation intensive de la lithostratigraphie pour prouver surabondamment la gravité des deux points qui viennent d'être évoqués.

Un autre aspect qui souligne le caractère nécessairement subjectif et artificiel de ces unités lithostratigraphiques est celui de leur définition *latérale* : une unité lithologique, si elle n'est pas coupée par une discordance ou par l'érosion, se termine latéralement par passage de faciés, après une extension plus ou moins importante ; ce passage de faciès qui constitue dans une direction donnée la limite latérale de l'unité, peut se faire de façon très progressive, très continue, et avoir lui-même une très vaste extension. La limite ne peut être alors qu'une *coupure arbitraire (arbitrary cut-off* des lithostratigraphes américains). Le caractère subjectif d'une telle coupure arbitraire me paraît trop évident pour devoir être souligné, ainsi que les complications qu'introduiront les éventuelles précisions à ce sujet et les discussions auxquelles elles donneront lieu.

3) Dans le paragraphe précédent, il n'était fait allusion qu'à la difficulté d'individualiser des formations naturelles dans un tout supposé continu et sans lacune. Il est évident que la réalité pratique est toute différente. Le plus souvent une formation qui aura été définie sur une coupe et dans une région, ne tarde pas à disparaître par enfouissement ou par érosion, supprimant de ce fait toute possibilité de recours à l'argument de continuité ; la continuité lithologique qui doit fournir un fil directeur infaillible, contrairement à tout essai de définition d'unités synchrones (unités stratigraphiques classiques), n'a une extension notable que dans quelques cas très particuliers : séries de plateforme très régulière et de très vaste extension, peu ou pas tectonisées et reconnues par un réseau de forages très dense. Ce sont d'ailleurs, rappelons-le, des conditions jusqu'alors principalement connues sur le continent nord-américain ; la plateforme saharienne en est un nouvel exemple. Hormis ces cas singuliers, et en particulier dans les zones alpines au sens le plus large, la continuité lithologique a – en réalité – une extension trop faible pour permettre d'individualiser des unités d'un certain intérêt. Nous verrons ci-dessous, dans les applications pratiques de la stratigraphie divisée, à quelle démarche aberrante a pu alors mener l'obsession de faire de la "lithostratigraphie" dans de telles régions (voir ci-dessous le Zebbag de P.F. Barnaba).

b) LES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ONT-ELLES LE MONOPOLE DU CARACTERE CARTOGRAPHIABLE ?

A croire les promoteurs de la stratigraphie divisée le fait d'être cartographiable (*mappability* de la littérature américaine) serait l'apanage des unités lithostratigraphiques. Affirmation qui appelle de nombreuses observations. Certes tout levé géologique passe par un stade où l'on cartographie des contacts lithologiques ou du moins certains contacts lithologiques ; mais tel type de végétation peut aussi suivre une certaine couche géologique ; ce n'est pas là faire de la stratigraphie. Tout d'abord il est faux que l'on ne cartographie que des formations lithostratigraphiques, caractérisées je le rappelle par leur homogénéité lithologique. L'un des éléments les plus intéressants lors du levé géologique consiste à repérer des *marqueurs dont la nature lithologique peut changer ou même ne présenter aucune homogénéité :* cas d'un banc de grès passant à un banc de calcaire au sein d'une épaisse série argileuse ; cas d'une couche cinéritique passant, en s'éloignant des centres d'émission, à de simples argiles micacées ; d'un banc de gypse passant à une couche dolomitique, etc. Ensuite et surtout le cartographe n'a l'impression de commencer à faire œuvre de stratigraphe que lorsque l'ensemble de ces levés, de ces coupes, de ces corrélations – quels qu'en soient les fondements – lui permettent précisément de *réunir des faciès différents, mais synchrones.* La simple juxtaposition d'unités lithologiques homogènes – ou qui essaient de l'être – ne constitue pas une carte géologique ; seul le dessin d'unités stratigraphiques successives avec la connaissance de leurs différents faciés locaux mérite le nom de carte géologique.

c) LE CARACTERE ESOTERIQUE DE LA NOMENCLATURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

La classification et la nomenclature stratigraphique classiques, fondées sur l'échelle des temps déduite de l'évolution paléontologique, visaient à établir une succession d'unités à valeur *universelle.* Il en va tout autrement avec la lithostratigraphie.

1) De par les définitions mêmes de ses promoteurs, la lithostratigraphie ne saurait être fondée que sur des définitions *locales* : première raison d'être difficilement compris par les auteurs travaillant n'importe où ailleurs au monde.

Source : MNHN, Paris

2) L'importance dans le découpage de la succession sédimentaire a) des critères adoptés par un auteur ; b) du point d'application de ses études (1) a déjà été évoquée ci-dessus : elle explique le caractère essentiellement subjectif de la classification lithostratigraphique. Et ce caractère a comme conséquence inévitable une multiplication des termes lithostratigraphiques ; ce foisonnement est évidemment un motif supplémentaire d'ésotérisme : seul le spécialiste local peut avoir une idée de la signification de tel nom de série ou de formation, sans recourir à un lexique stratigraphique ou à des tableaux de corrélation (2).

Mais cet ésotérisme est d'autant plus grave que ces unités lithostratigraphiques, sous le prétexte qu'elles seraient objectives, tendent à devenir les instruments primordiaux de la recherche et de l'exploration géologiques ou, selon la formule rappelée ci-dessus, les "practical units of general geologic work that serve as a foundation for describing and studying lithology, local and regional structure, stratigraphy, economic resources and geologic history". Bref tout va dans le sens d'un pullulement de ces termes lithostratigraphiques, évidemment incompréhensibles en dehors d'un cercle très restreint de spécialistes – géographiques et stratigraphiques –. Mais dès lors qu'un langage, de par les principes mêmes de son édification, se désintègre en concepts intelligibles seulement par quelques individus, il perd son caractère essentiel de moyen d'échange et de communication ; ce faisant, il perd sa raison d'être.

2) LES UNITES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES.

Faire de la biostratigraphie c'est suivant les définitions rappelées ci-dessus, noter que telle forme paléontologique se trouve dans telles strates à tel endroit – ou tels endroits –. Or si cette démarche analytique a toujours été considérée comme indispensable à toute étude stratigraphique, on ne saurait l'assimiler à "faire la stratigraphie", avec ce que cette opération suppose d'abstraction ainsi que cela sera rappelé ci-dessous. Observons aussi que l'on jette pêle-mêle dans cette biostratigraphie, l'inventaire et l'étude des faunes dites de faciès et des faunes dites habituellement stratigraphiques, c'est-à-dire à signification historique, grâce à certains caractères évolutifs et à une certaine aptitude à la dispersion.

C'est seulement avec les unités chronostratigraphiques que réapparaît la notion de temps. Malheureusement ces unités apparaissent toujours, chez les promoteurs de la stratigraphie divisée, comme des unités *idéales, non comme des unités pratiques.* La phrase du code américain rappelée ci-dessus selon laquelle les limites de ces unités sont indépendantes de la lithologie, du contenu en faune et de tout autre fondement matériel de la subdivision stratigraphique est révélatrice à cet égard. Une telle façon de voir peut s'interpréter comme une réaction contre les assimilations trop hâtives et insuffisamment fondées de contacts lithologiques ou de limites d'extension de faunes à des surfaces synchrones ou à des limites d'étages ou autres unités stratigraphiques. Néanmoins elle *aboutit à vider les unités chronostratigraphiques de leur substance.* Comme le soutenait déjà J. Rodgers, il y a plus de dix ans (1959, p. 687) : "The time-stratigraphic units are to be *defined* as units "fundamentally independent of all physical, objective properties of the rocks", then a) such units have no practical value in stratigraphy, and b) system, series and stage, as used every day by stratigraphers, have never been and are not now such units, any more than zone is". N'en déplaise à H. Hedberg (1959, p. 680) qui parle en termes sévères de ces "few biostratigraphers and paleontologists who seem to feel that paleontology should have a monopoly on time stratigraphic classification of rocks", l'"évolution paléontologique . . . reste la base de la stratigraphie des terrains non azoïques" selon les termes des *Principes* du Comité français de stratigraphie (1962) (3).

Certes les unités temporelles de notre classification géologique, étages en particulier, ne sauraient être mises en coïncidence avec l'extension de tel fossile ou de telles associations ; pas plus qu'avec le seul contenu paléontologique de la coupe d'un stratotype. L'idée que l'on peut se faire de l'étage est plus abstraite et plus globale. Néanmoins toutes les corrélations et toutes les attributions à longue distance étant basées sur des arguments paléontologiques, il est difficilement soutenable de proposer pour la description d'une région donnée une classification biostratigraphique et une classification chronostratigraphique entièrement différentes, sauf à restreindre la prétendue biostratigraphie à une simple description des espèces localement présentes (répartition des fossiles) ; ce qui, à coup sûr, ne mérite pas le nom de stratigraphie.

(1) La classification lithostratigraphique que proposera un auteur pour toute une région sera primordialement influencée par la succession lithologique de la province plus limitée qu'il aura lui-même étudiée de façon approfondie. Il en résulte, dans le cas de séries se modifiant lentement et progressivement dans toute une région, l'existence possible de plusieurs classifications lithostratigraphiques régionales, toutes aussi fondées – ou aussi peu – les unes que les autres.

(2) "La localisation d'un renseignement quel qu'il soit – paléontologique, minéralogique, sédimentaire – trouvé dans une étude régionale qui utilise cette terminologie (lithostratigraphique), tend à devenir un véritable casse-tête chinois . . ." (G. Busson, 1967, p. 87).

(3) Rodgers, dans un article (1959, p. 687) déjà cité, développait ce point de vue : "Fossils, and fossils alone, have made it possible to determine the relative ages of rocks on different continents to the degree of precision to which we are now accustomed ; in effect they alone have made other than local stratigraphic correlation possible. The extent of this precision in long-range correlation is quite exactly expressed by our practical time-stratigraphic terminology, which was indeed developed to express it . . ."

Source : MNHN, Paris

B) L'ELIMINATION DE LA REFERENCE AU TEMPS DANS LES ETUDES STRATIGRAPHIQUES

C'est le point capital qui sépare ceux d'entre nous pour qui la stratigraphie est géologie historique et ceux qui adoptent les règles et les principes de la stratigraphie divisée. L'opposition est en fait irréductible et ne porte pas sur de simples questions d'étiquettes. 1) Dans un cas la référence au temps est permanente et pas seulement par le souci d'appliquer à la série en cours d'étude une attribution d'âge au terme des études paléontologiques et des corrélations dont elle aura fait l'objet ; mais surtout pas le désir systématique, et ceci *tout au cours de l'étude*, de juger des rapports réels existant entre les faciès en termes de temps : superposition, équivalence et passages latéraux, caractère synchrone ou non des contacts lithologiques. 2) Dans l'autre cas cette référence au temps est absente ou considérablement reléguée au second plan, ainsi que j'envisage de le montrer maintenant.

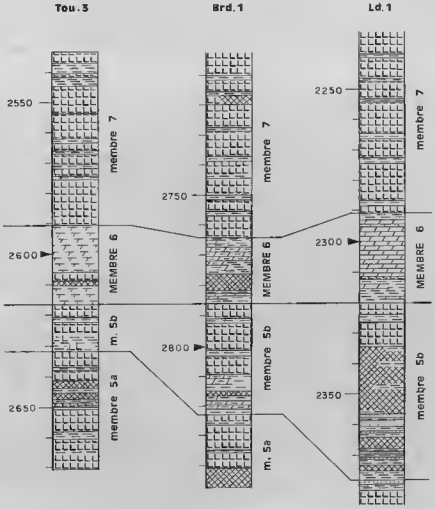


Fig. IV.3. — Le Salifère principal et une partie du Lias-Dogger inférieur ont été nommés *formation d'Ouargla* par les géologues de certaines sociétés (C.F.A., S.S.R.F., etc.). Cette formation est constituée d'un certain nombre d'ensembles successifs et la figure est centrée sur l'un d'eux, le membre 6 *auctorum*. Il s'agit de l'unité appelée *horizon B* dans mon texte, dont l'intérêt est considérable comme niveau-repère et grâce aux variations lithologiques importantes qui l'affectent (fig. IV.4). Mais cette variabilité lithologique même interdit — en fonction des règles du code de nomenclature — d'ériger cette unité en membre lithostratigraphique. Par ailleurs l'absence de toute datation et de toute faune empêche d'en faire une unité chrono ou biostratigraphique. Ainsi malgré l'unité évidente et l'intérêt immense de cet horizon, les principes de la nomenclature lithostratigraphique s'avèrent impuissants à mettre en valeur son individualité. Les géologues des sociétés opératrices en ont été réduits à ne pas nommer cette unité ; ils l'ont numérotée, membre 6 du Salina d'Ouargla.

Source : MNHN, Paris

1) CETTE ELIMINATION EST EFFECTIVE DANS LA STRATIGRAPHIE DIVISEE

Malgré les règles et définitions déjà rappelées ci-dessus, il convient en effet d'insister sur cet aspect. Car il importe de ne pas se laisser abuser par les déclarations rassurantes de certains adeptes de la stratigraphie divisée. C'est ainsi que quand P.F. Burollet (1959, p. 121-122), à propos de la classification lithostratigraphique et dans le paragraphe qu'il lui consacre, nous explique : "La formation est l'étude fondamentale dans le début d'une étude stratigraphique : la stratigraphie du Bassin de Paris a été créée par la description de formations . . .", cet auteur fournit à la classification lithostratigraphique des ancêtres et des précédents qu'elle n'a pas. Car, dès les publications de William Smith, les formations des régions classiques d'Europe occidentale sont fondées *sur la combinaison de caractères lithologiques et paléontologiques* : "Strata identified by organized fossils", titrait William Smith (1816) dans l'ouvrage principal consacré à ces formations. On est loin de la formation lithostratigraphique actuelle définie comme une unité lithologique homogène, en indépendance complète du concept de temps et du contenu paléontologique. Quelques années après Smith, d'Omalius d'Halloy (1828), traitant de la nomenclature géologique, constatait que "nous nous trouvons arrêtés, lorsque nous devons dire que *la formation du calcaire des Alpes* n'est composée dans tel endroit *que de couches de grès et de schistes*" (p. 20-21). La voilà bien mise en évidence cette notion primordiale de contemporanéité et d'*équivalence latérale* ; et comme nous sommes loin de l'homogénéité lithologique, seul critère de la *formation* du lithostratigraphe actuel.

Un cas est relativement fréquent dans la littérature, qui établit avec beaucoup de netteté cette indépendance totale que les promoteurs de la statigraphie divisée veulent imposer entre la formation et le concept de temps. Il s'agit d'unités se suivant et se corrélant parfaitement *malgré et à travers des changements lithologiques* (Fig. IV.3, IV.4 et IV.5) : bien des auteurs dans ce cas, tenant compte de cette équivalence latérale et de cette unité évidente et profonde qui lie ces faciès différents, ne leur ont donné qu'un seul et même nom de formation. C'est ainsi que la formation Niobrara définie dans le Nebraska septentrional où elle consiste en calcaires crayeux et marnes a pu être suivie au Kansas et au Wyoming où elle ne consiste plus qu'en argiles. Ces argiles occupant la même position stratigraphique ont également reçu le nom de formation Niobrara. Les adeptes de la stratigraphie divisée (Krumbein et Sloss, 1963, p. 349) dénoncent cette déviation par rapport à l'orthodoxie lithostratigraphique. Cette dénonciation est d'autant plus remarquable qu'elle peut émaner de géologues conscients de l'intérêt de telles unités synchrones, et aux faciès variés. C'est ainsi que Krumbein et Sloss tout en déclarant invalides et en violation avec le *code stratigraphique* les formations appliquées à des unités composées de faciès différents encaissées entre des marqueurs synchrones de vaste extension, reconnaissent à ces unités d'être "among the most useful of stratigraphic horizons and units available for subsurface studies of structure, thickness variations, and facies and are applicable to time-stratigraphic correlation". (p. 338) ; ou encore d'être des "successive isochronous units, which may be used to describe and interpret the local depositional and tectonic history".

Certes le concept de temps reste présent, par le biais de la chronostratigraphie. Mais les unités chronostratigraphiques apparaissent, on l'a vu, comme des unités peu pratiques ; le code étant aussi strict sur la définition du temps et du synchronisme, qu'il est vague sur les moyens d'y parvenir : ". . .idéalement les limites (des unités chronostratigraphiques) sont indépendantes de la lithologie, du contenu paléontologique et de toute autre base matérielle de la division stratigraphique". De toutes façons même quand la détermination d'unités chronostratigraphiques est présentée comme un objectif réel, il ne s'agit que du résultat final de tout un cortège d'études analytiques ; cela n'a rien à voir avec le souci permanent de la référence au temps tout au long des études.

Certains auteurs, d'ailleurs, ne cachent pas qu'ils considèrent comme périmée cette importance accordée au point de vue temporel. J. Rodgers rappelle à ce propos : . . . "Stratigraphic correlation is the demonstration of equivalency of stratigraphic units . . . in terms of lithologic or biologic continuity or in terms of the geologic time-scale (Krumbein and Sloss, 1951, p. 287). And, carrying the second point of view even further Shepard Lowman (1949) has *protested vigorously against any use of time-terminology in stratigraphic correlation*, which he prefers to express only in terms of *"strunal or faunal continuity"*.

2) RAISONS HISTORIQUES DE REFUSER CETTE ELIMINATION DE LA REFERENCE AU TEMPS.

L'application du mot "stratigraphie" à des classifications qui sont, de par les définitions de leurs auteurs, indépendantes du concept de temps, a été justifiée par le fait que ce terme ne désignerait que l'étude des strates, à l'exclusion d'un contenu temporel et historique. C'est là un point de vue qui me paraît inexact et qui est en contradiction avec les enseignements d'une littérature très abondante s'étalant sur plus d'un siècle.

Source MNHN, Paris

Fig. IV.4. — Carte en isopaques de l'horizon B, avec en surcharge représentation des composants lithologiques (d'après *op. cit.*, fig. 57). On notera l'extrême *variabilité lithologique* de cet horizon (l'expression globale du faciès parcourant le triangle d'un sommet à l'autre), variabilité *qui s'oppose à ce qu'il puisse être érigé en unité lithostratigraphique*, en dehors d'un périmètre extrêmement restreint. Il s'agit pourtant d'un des horizons les plus précieux de la série mésozoïque saharienne, à la fois par son synchronisme au moins approximatif (niveau-repère) et en même temps par les différences paléogéographiques que mettent en évidence des variations lithologiques si importantes apparaissant au sein d'un même niveau.

Source : MNHN, Paris

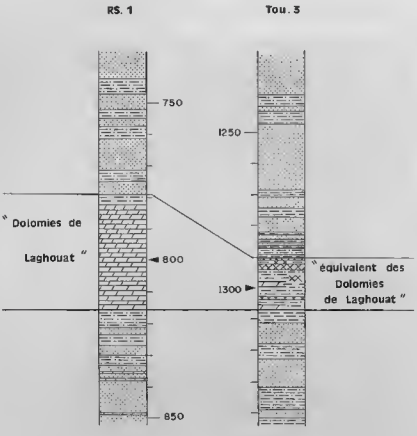


Fig. IV.5. – La barre aptienne représente un horizon qui n'est pas sans rappeler l'horizon B : très vaste extension malgré une épaisseur faible – par conséquent excellent niveau-repère – ; grande variabilité lithologique et néanmoins identification relativement sûre et, en outre, synchronisme au moins approché. Dans une série monotone et quasiment azoïque l'intérêt de cette unité est immense. *Or les principes de la stratigraphie divisée empêchent de mettre en valeur l'individualité de cette unité.* En effet celle-ci a été érigée en membre lithostratigraphique dans une région où cette barre est carbonatée sous le nom de "membre de la dolomie de Laghouat". Mais suivant les principes du code ce nom ne peut plus s'appliquer dès lors que la nature lithologique change. Les géologues de la société opératrice, conscients de l'importance fondamentale de l'unité de cet horizon, mais soucieux de ne pas transgresser les *principes*, l'ont appelé là où elle s'enrichit en argile "équivalent de la dolomie de Laghouat". En réalité la barre aptienne, tout en gardant son individualité, change de faciès progressivement et complètement (fig. X.1) et aucune solution de la stratigraphie divisée ne saurait convenir pour la désigner.

D'après Storey et Patterson, "it was clear to (William) Smith that *strata are objective observable time-significant features which continue universally irrespective of lateral lithologic changes within them* (intrastratal) except where they are absent through erosion or non deposition". (1959, p. 708). Je crois que se trouve ainsi excellement résumé le fond même du problème. La considération, dans les différentes dimensions de l'espace, des strates ne peut déboucher que sur les notions d'équivalence latérale de faciès ; quand les conditions d'observation sont suffisamment bonnes (affleurements bien exposés, sondages rapprochés), en cas de passage de faciès latéral entre une masse de marnes et une masse de calcaires, on voit les couches marneuses passer à des bancs calcaires ou vice-versa. Suivre, selon les préceptes de la lithostratigraphie, le contact entre la masse marneuse et la masse calcaire – pour définir une formation de lithologie homogène –, c'est s'écarter du fil directeur fourni par les strates. Bien entendu la notion d'équivalence latérale de faciès se prolonge par celle de contemporanéité. Considérées comme des phases de dépôt élémentaires, les strates sont des unités synchrones successives et la stratigraphie ne saurait s'abstraire, dans aucune de ses démarches, de la notion de temps : *c'est une science historique.*

Non seulement l'usage général a prévalu d'appeler "stratigraphie" la géologie historique (1), mais même dans les expressions les plus courantes l'adjectif stratigraphique a une signification à caractère temporel : je

(1) Notre époque, si friande d'appellations nouvelles, aime précisément à parler de géologie historique à propos de stratigraphie.

Source : MNHN, Paris

n'en veux pour exemple que l'expression *fossiles stratigraphiques* qui désigne précisément ceux qui permettent une attribution d'âge, par opposition aux fossiles de faciès. Il n'est pas jusqu'au terme de lithostratigraphie à avoir déjà été employé avec un sens temporel. Ainsi, il y a plus d'un demi-siècle G.B.M. Flamand (1911, p. 581) raisonnait de la manière suivante : "Dans mes recherches ultérieures poursuivies dans les chaînes atlasiques sud-oranaises, je me ralliais en partie aux idées de A. Péron sur les âges divers du complexe gréseux éocrétacé, et, éclairé par les comparaisons que je pus établir aux limites orientales des régions que j'étudiais, là où Ritter avait appliqué si heureusement la classification de A. Péron, j'y établissais, comme je l'ai dit, trois grandes coupures, en me basant, comme mes devanciers, sur des observations lithostratigraphiques pour l'Albien et le Néocomien, – et paléontologiques pour l'Aptien". Il est clair que dans cet exemple *lithostratigraphie* n'évoque pas une simple description d'ensembles lithologiques, considérés sans aucune préoccupation de rapport temporel, mais ce terme désigne une attribution d'âge *(stratigraphie)* fondée sur un rapprochement *lithologique.*

Soulignons au passage que la même analyse et la même critique ont pu être faites par J. Rodgers (1959) à propos du terme de *corrélation,* dans un article que j'ai déjà cité : cet auteur en conclut que le terme de corrélation désigne effectivement et doit continuer à désigner toute étude visant à déterminer les *relations chronologiques* entre les strates et non point toutes sortes de relations entre masses rocheuses ou fossiles aléatoirement distribués.

Bref le mot stratigraphie est implanté dans la géologie avec un sens temporel. Il est regrettable de lui substituer pour partie de sa signification – en abandonnant le reste de son contenu – le terme de chronostratigraphie ; et il est encore plus regrettable de parler d'unités lithostratigraphiques à propos d'unités qui ne sont strictement rien d'autre que des unités lithologiques et enfin de biostratigraphie à propos de répartition de faunes. Un changement de sens aussi radical affectant un mot aussi capital paraît à première vue inadmissible. Poursuivons notre analyse afin d'examiner si l'on peut enfin y trouver quelques justifications.

3) L'UNITE DE LA STRATIGRAPHIE ET L'IMPOSSIBILITE DES DEMARCHES SUCCESSIVES.

La stratigraphie divisée tente certains géologues par l'*aspect scientifique* de l'édifice qu'elle constitue : deux sortes d'études et de classification de base reposant sur l'analyse de données objectives (lithostratigraphie et biostratigraphie) ; une classification finale faisant appel à la synthèse et à l'interprétation. De ce point de vue les *Principes de classification et de nomenclature stratigraphiques* émanant du Comité français de stratigraphie (1962) ont malheureusement apporté à la stratigraphie divisée une approbation au moins apparente : la "stratigraphie descriptive" – dont ces principes nous disent que "la lithostratigraphie de Hedberg lui correspond partiellement" – serait le "stade initial de toute étude géologique" (p. 5) ; tandis qu'un "second stade de la recherche stratigraphique est la mise en évidence d'une corrélation dans le temps entre les unités définies précédemment" (p. 6). Je tiens à souligner que ces démarches successives de la recherche géologique constituent en grande partie une vue théorique ; que la succession de phases analytiques et d'une phase de synthèse qu'évoque la stratigraphie divisée n'est qu'une pure apparence et que la stratigraphie divisée, au contraire, en poussant à scinder des observations qui doivent être menées de front et tout au cours de l'étude ne peut améliorer ni la valeur ni le rendement des recherches stratigraphiques.

En fait l'unité fondamentale de la stratigraphie ne saurait être trop vigoureusement affirmée. Après qu'une étude géologique aura été menée dans le cadre d'unités lithostratigraphiques, fondées uniquement sur l'homogénéité lithologique, peut-on croire sérieusement qu'il sera possible d'imposer un découpage chronostratigraphique ? (1) C'est tout au cours de ses levés qu'un géologue de terrain, loin de se contenter de cartographier les masses rocheuses homogènes des unités lithostratigraphiques, doit porter un intérêt primordial à la nature des contacts lithologiques, au rapport mutuel des faciès latéraux, à la cartographie des horizons repères plus ou moins synchrones. Pour démontrer qu'une unité stratigraphique véritable est formée ici de tel faciès et là de tel autre, il faut et il suffit le plus souvent d'examiner minutieusement la zone de contact ou de considérer d'autres arguments de terrain. Compter pour mettre en évidence cette équivalence latérale sur les seuls arguments paléontologiques est évidemment dans la quasi-totalité des cas une pure vue de l'esprit : ou bien les fossiles sont absents ou bien le pouvoir de résolution des faunes présentes est insuffisant pour pouvoir affirmer cette équivalence latérale ou encore les fossiles qui seraient nécessaires ne sont présents que dans l'un ou l'autre faciès en coexistence, celui favorable à leur vie ou à leur préservation. Et ce ne sont évidemment pas les déterminations radiogéologiques qui suppléeront à l'insuffisance ou la carence des levés de terrain, orientés de façon défavorable sous l'influence de principes stratigraphiques critiquables.

(1) Et c'est précisément cette absence ou cette insuffisance d'intérêt porté aux rapports temporels et spatiaux des faciès – sous l'influence prédominante des règles lithostratigraphiques –, dans toute la phase d'analyse et d'observation, qui font que les unités chronostratigraphiques ont toute chance de rester de pures abstractions sans consistance pratique.

Source : MNHN, Paris

Il en est évidemment de même du géologue corrélant des séries de sondages. Les données d'âge sont le plus souvent insuffisamment précises ou trop ponctuelles pour définir des unités chronostratigraphiques sur une succession classée par la seule considération des corps lithologiques homogènes. C'est *dans le détail du travail de corrélation* que l'on mettra en évidence tel marqueur, que l'on verra tel faciès s'effilocher au sein de tel autre, que l'on constatera que tel contact lithologique est grossièrement synchrone ou au contraire qu'il *monte* ou *descend* dans la série (exemple dans la figure III.3).

Ces observations étant faites pour définir des unités d'un synchronisme au moins approximatif, les indications d'âge même ponctuelles ou éloignées les unes des autres s'en trouveront considérablement valorisées et pourront permettre de définir, avec plus ou moins de précision, une série stratigraphique.

En conclusion *l'imposition d'un cadre lithostratigraphique ne constitue nullement une première démarche de la recherche stratigraphique, elle risque d'amener une déformation des travaux et des observations de base avec des pertes d'information qui seront irréparables.*

J'insisterai moins sur la biostratigraphie, sauf pour rappeler qu'il est aussi grave pour un paléontologiste de prêter une attention insuffisante au contexte lithologique des faunes en étude que pour les géologues de terrain de considérer les corps lithologiques sans porter assez d'intérêt à leur rapport temporel . . . ou à leur contenu paléontologique.

Il faut enfin répondre à l'opinion suivant laquelle cette division de la stratigraphie est une affaire principalement formelle. Je crois que les cas cités ci-dessus et les exemples qui seront évoqués ci-dessous suffisent pour montrer que c'est l'unité profonde de la stratigraphie qui est mise en cause. Et *la scission* extrêmement néfaste qui apparaît déjà entre spécialités différentes, *ne pourra être que notablement aggravée par des classifications et des terminologies distinctes*, ainsi que l'a souligné H.K. Erben (1970) dans une note d'une importance capitale.

4) STERILITE DES UNITES DEFINIES EN DEHORS DE TOUTE CONSIDERATION TEMPORELLE.

Les unités définies en dehors de toute considération temporelle, principalement les unités lithostratigraphiques, sont-elles enfin susceptibles d'être justifiées par la fécondité des résultats qu'elles amènent et des prolongements qu'elles permettent ? Je crois qu'il n'en est rien et j'évoquerai deux aspects de cette question.

A) *L'obstacle apporté aux travaux de synthèse* – La nomenclature lithostratigraphique étant liée à un auteur et surtout à la nature locale de la succession, ses termes pourront changer avec beaucoup de fréquence. Même si les données analytiques abondent sur les unités ainsi définies (épaisseurs, étude détaillée des divers éléments du faciès, etc.), il est pratiquement impossible d'en tirer parti pour une étude de synthèse couvrant un secteur géographique plus vaste que le champ de chaque étude régionale. Les exemples pourraient être multipliés ; je n'en citerai qu'un, tiré des régions nord-africaines. P.F. Burollet a créé et décrit, avec un certain détail, une formation de Zebbag en Tunisie centrale. Cette formation a sans doute été définie avec plus de précision – dans le cadre des règles lithostratigraphiques évidemment ! – que n'étaient fixées les attributions stratigraphiques (étages albien, cénomanien, turonien, etc.) des autres auteurs ayant publié sur ces régions. Néanmoins l'on notera qu'aucune des données accumulées sur le Zebbag ne peut être introduite dans une synthèse régionale puisque son cadre est purement local. Et l'on déplorera que l'auteur n'ait point donné – même au prix de quelques approximations, qui auraient pu être mentionnées – quelques notions sur l'épaisseur et le faciès des étages classiques, afin que sa région ne risque pas de correspondre à un blanc sur les cartes synthétiques. Quant à la solution adoptée par P.F. Barnaba, qui consiste à transplanter et à acclimater le Zebbag, ailleurs – en l'occurrence sur la plateforme saharienne –, elle paraît difficilement acceptable puisque lui manquent, avec la coupe-type, la continuité et l'homogénéité lithologique dûment exigées des unités lithostratigraphiques.

B) *La stérilité intrinsèque des unités lithostratigraphiques* – Sans doute les stratigraphes modernes ne disent plus, comme M. Gignoux, qu'ils cherchent à établir une *succession harmonieuse de géographies cohérentes ;* à la fois parce que leur langage est moins élégant et aussi parce qu'ils savent la difficulté de saisir un instantané des temps géologiques, qui serait la condition rigoureuse pour rétablir une image géographique dans toute sa complexité et sa nécessaire contemporanéité. Mais s'ils ne saisissent pas des instantanés, ils visent à étudier des unités stratigraphiques sous le double point de vue de l'évolution des épaisseurs et de celle des faciès : d'où la multiplication des cartes en isopaques et des cartes de faciès qui apparaissent dans la littérature actuelle et spécialement 1) dans les travaux des sociétés industrielles ; 2) dans les travaux réalisés outre-Atlantique.

Mais peut-on soutenir réellement que ces formes d'expression ont un sens dès lors qu'elles ne concernent qu'une unité lithostratigraphique ? N'est-il pas parfaitement évident qu'une carte en isopaques de telle masse

Source : MNHN, Paris

lithologique n'en exprime que la constitution géométrique ; tandis qu'une carte en isopaques d'une véritable unité stratigraphique peut être riche d'enseignement – en combinaison avec les données du faciès – sur l'évolution de la subsidence dans l'espace, sur la situation des zones nourricières et des zones réceptrices de la sédimentation, sur les conditions bathymétriques. N'est-il pas parfaitement clair qu'une *unité lithostratigraphique*, du moment qu'*elle est condamnée à l'homogénéité lithologique, ne saurait mettre en évidence une riche gamme de variations de faciès* ; alors qu'une unité stratigraphique, dont c'est le rôle de regrouper, dans le cadre d'une unité et d'une homogénéité temporelles, des faciès variables, pourra montrer une gamme de variations riche d'enseignements paléogéographiques, structuraux et sédimentaires.

Bref dans ces formes d'expression "modernes", l'unité "lithostratigraphique" n'exprime rien ou bien peu de choses. Car une telle unité représente, au mieux, selon l'expression de Schindewolf (1957 *in* Storey et Patterson, 1959) un stade *pré-stratigraphique*. A ce titre elle n'a décidément jamais mérité mieux que le nom d'unité lithologique, terme qui aurait eu l'avantage de n'introduire aucune ambiguité.

5) CONCLUSIONS.

L'élimination de la référence au temps dans toute la partie pratique de la stratigraphie divisée est une affaire si importante que je viens de lui consacrer un réquisitoire assez long. Je tiens à ajouter quelques mots sur la genèse et l'adoption de ces notions lithostratigraphiques, que j'ai pu critiquer avec tant de vigueur quoiqu'elles aient été admises par tant de géologues éminents.

Une des caractéristiques du continent nord-américain, imputable à des conditions de plateforme très typiques, révélées par un réseau de sondages très dense, est l'existence de nombreuses unités lithologiques qui peuvent être identifiées et suivies sur de très vastes superficies, superficies sur lesquelles elles conservent en général un synchronisme au moins approximatif. Ces unités, très précieuses, ayant été mises en évidence, il fallait pour en tirer le parti maximum les nommer. Pour ce faire, il était exclu d'attendre dans la plupart des cas une attribution d'âge suffisamment précise pour s'appliquer, exactement, à chacune de ces unités ; d'autre part il fallait les cartographier sur toute leur aire d'extension, nonobstant un synchronisme parfois seulement approximatif ; d'autres fois point du tout prouvé. D'où le réflexe de nombreux géologues américains de créer une terminologie souple et indépendante des attributions d'âge de la nomenclature stratigraphique universelle.

Néanmoins, et il est capital d'y revenir et de le souligner, *ces unités étaient fréquemment des unités synchrones*. Je n'en veux pour preuve que l'abondance des *formations* que Krumbein, Sloss et Dapples, apôtres par ailleurs de la stratigraphie divisée, expriment, dans leur "Lithofacies Maps, an Atlas of the United States and Southern Canada", en cartes d'isopaques et en cartes de faciès : si ces formations n'ont pas d'homogénéité temporelle, sur quoi reposent-elles ? Puisque, pour ce qui est de leur lithologie, elle manque d'homogénéité au point que l'on parcourt sur l'aire cartographiée pratiquement toute la gamme, exprimée sur le triangle de lithofaciès, depuis les pôles extrêmes . . .

Je crois que le drame est venu de ce que certains, Hedberg en particulier, ont voulu figer des règles de travail empiriques dans un code très précis. A choisir entre une définition lithologique et une définition temporelle (avec les séquelles paléontologiques que cela supposait), ces législateurs ont préféré, pour les unités pratiques qui sont à la base du travail de chaque jour, une définition lithologique, excluant alors toute référence au temps : d'où les maux dénoncés ci-dessus.

C) CARACTERE FORMALISTE ET FIXISTE DE CES CLASSIFICATIONS

Le caractère formaliste et fixiste de ces classifications n'est pas l'apanage de la stratigraphie divisée. Et il me faut dire au préalable quelques mots de ce caractère dans l'ensemble des classifications stratigraphiques. Je citerai J.A. Wilson qui dès 1959 a fort bien situé le problème à la fois quant au caractère trop exclusivement typologique des classifications stratigraphiques et en même temps quant au parallèle que l'on peut mener avec la classification paléontologique :

"A classification of animals and plants was invented and quickly adopted. It was proposed by Linnaeus who at that stage in his career believed in the fixity of species. A classification of sedimentary rocks, the time scale, grew out of the efforts of men who believed in catastrophism. Both of these classifications are still in use because better ones have not yet come along.

Within these independent classifications grew the *type* concept. In a local area with a small amount of data there were different and distinct types of animals and of sediments. The early classifier either of rocks of animals accepted as axiomatic that the things he was classifying conformed to a "type".

Source : MNHN, Paris

Wilson poursuit en faisant remarquer que dans un concept moderne de la notion d'espèce, l'espèce-type n'est plus qu'un échantillon d'une population. Un spécimen nouveau ne doit pas seulement être confronté avec l'échantillon-type, mais avec un modèle statistiquement représentatif de l'ensemble des sujets connus. Or pour Wilson une coupe-type en stratigraphie n'est aussi qu'un échantillon ; et tout concept d'unité stratigraphique *(formation* de Wilson) devrait être fondé sur les données de tous les échantillons connus, de surface et de subsurface. L'auteur en conclut : "Let us realize that there is no easy, objective, unequivocal way to classify the products of processes that are continuous" (p.777) ; et surtout : "Stratigraphy needs to shake off the bounds of typology that leads only to sterile repetitions description of the same things in different areas *(ibid.)*.

Dans le même ordre d'idée, J. Gabilly a exposé, tout au long d'une note d'une portée considérable, les modifications profondes qu'il convenait d'apporter aux "notions d'étage, de zone, (ainsi qu'à la notion d'espèce), encore à la fois trop subjectives et trop rigidement enfermées dans une nomenclature à caractère typologique". Pour cet auteur les unités stratigraphiques doivent être conçues comme des "modèles synthétiques indéfiniment perfectibles". Partant du principe qu'en un point de l'espace, le contenu d'un étage sera toujours incomplet, il préconise une notion plus globale que ponctuelle de l'étage, que l'on doit imaginer sous la forme d'un "ensemble synthétique de référence". A cet essai entrepris pour dépasser le caractère fixiste de l'étage Gabilly ajoute une critique des positions trop formalistes qui sont trop souvent stérilisantes : "Il n'est pas nécessaire pour autant de s'encombrer de termes techniques nouveaux et de désigner officiellement de nouveaux profils-types. Il suffit de savoir que dans telle ou telle région existe un profil qu'on peut momentanément prendre comme le meilleur exemple d'un étage donné. D'ailleurs c'est tout naturellement que les spécialistes portent la plus grande attention à un bon profil qu'il soit ou non officialisé". Et encore : "Rien n'empêche pour autant de sélectionner tel ou tel "profil de référence" mais à l'exclusion de toute obligation nomenclaturale assortie d'une application draconienne de la loi de priorité".

Or au moment même où les stratigraphes commencent à se dégager du caractère trop formaliste et fixiste de leur nomenclature universelle, les adeptes de la stratigraphie divisée créent et développent un édifice encore plus formaliste et encore plus fixiste. Le fait est d'autant plus singulier que ces vices sont à la fois plus graves et moins admissibles pour la stratigraphie divisée. Ce sont les derniers points que je développerai maintenant.

Voyons d'abord ce qui concerne le *caractère fixiste* (stratigraphy typology de Wilson, *op. cit.)*. On comprend que les étages de la nomenclature stratigraphique universelle aient pu recevoir à l'origine une base typologique, parce que chargés de matérialiser une tranche de temps érigée en unité-étalon. Mais la même position typologique, pour une formation lithostratigraphique ou biostratigraphique est beaucoup moins défendable : l'adoption d'unités de travail, à caractère pratique, qui se veulent indépendantes du concept du temps et des interprétations subjectives qu'il mettrait en œuvre, repose sur le contenu lithologique ou paléontologique de ces unités : pourquoi, dès lors, restreindre ce contenu à une coupe-type, au lieu de l'envisager de façon plus complète, plus globale. En quoi une coupe-type aidera-t-elle à préciser les limites de la formation à quelques kilomètres du lieu où elle a été implantée. Si l'homogénéité et la continuité sont les deux moyens de fonder et de valider une unité lithologique (indûment appelée lithostratigraphique), ce sont les critères cartographiques appuyés sur des définitions plus globales et plus abstraites (par exemple telle formation définie par un pourcentage de calcaire supérieur à 50 %) qui permettront d'apporter des assises à une unité lithologique et non point l'existence du "lithostratotype" dûment prioritaire.

Quant au *caractère formel*, on a déjà connu la multiplication des étages de la nomenclature stratigraphique universelle, alors que celle-ci ne visait — en dernière analyse — qu'à définir des types qui mis bout à bout devaient recouvrir sans lacune ni redoublement le déroulement des temps géologiques. Qu'en sera-t-il alors des lithostratotypes ? J'ai déjà évoqué ci-dessous quelques caractères inhérents à la conception même des unités lithostratigraphiques qui ne peuvent manquer d'amener une véritable pulvérisation de la nomenclature : différents points de vue qui peuvent être considérés tout aussi objectivement par les différents auteurs enfin "libérés" du cadre du temps ; divergences liées aux différences présentées réellement par la succession stratigraphique dans les différentes zones d'études, etc. Faut-il qu'à ce foisonnement de la nomenclature, on ajoute toute une procédure formelle d'édification codifiée de lithostratotypes, procédure qui n'endiguera en rien le pullulement des unités mais qui viendra y ajouter le flot de littérature que déclenche automatiquement une procédure de ce type (invalidation par manque de telle ou telle précision, par contestation de la validité du moyen de publication, par application de la priorité chronologique, etc.) ? Etait-il vraiment nécessaire d'alourdir et de compliquer à ce point l'élaboration géologique, alors qu'il ne s'agissait que d'unités lithologiques ou de répartition de telle faune ? Et peut-on soutenir que cela corresponde réellement aux unités pragmatiques, mises au point et adoptées sur le tas, par les pionniers de l'exploration généralisée — en particulier en Amérique entre les deux guerres mondiales — quand l'ampleur et la nouveauté des problèmes rencontrés faisaient apparaître périmés les fondements précis mais complexes et exigeants (présence de fossiles stratigraphiques) de la nomenclature stratigraphique universelle.

Source : MNHN, Paris

D) CONCLUSIONS

Les vices fondamentaux de la stratigraphie divisée, révélés par un examen théorique des principes directeurs et des règles du code qui l'édifie, paraissent à eux seuls rédhibitoires. Sans envisager une récapitulation des critiques développées ci-dessus, il faut aborder maintenant les applications pratiques de ces notions théoriques. Les vices encore plus graves qui apparaîtront ne sont pas à imputer, certes, aux législateurs qui ont édicté les règles ; mais on ne saurait juger d'un système sans considérer – en dehors des points de vue théoriques – la valeur et la qualité des applications pratiques qu'il a pu engendrer.

3) LES APPLICATIONS DE LA STRATIGRAPHIE DIVISEE : INCONVENIENTS PRATIQUES DU SYSTEME

A) PULVERISATION ET DESINTEGRATION DE LA NOMENCLATURE

Rappelons d'abord que le foisonnement anarchique et artificiel de la nomenclature a été signalé – et déploré – par de nombreux auteurs et même par des adeptes de la stratigraphie divisée. Arkell (1956) donnant le point de vue du stratigraphe de l'ancien monde : "To the European (including British) reader, the vast numbers of American formation names, which of themselves convey nothing, being simply arbitrary names for locally defined packets of anonymous rocks, are a serious hinderance to comprehending many modern American papers" (p. 458). Aux Etats-Unis, Forgotson (1957, p. 2 108) a noté : "The work of stratigraphers making regional correlations and mapping rock-units on a regional scale is hindered by the lack of a suitable terminology. The relationships of the vertically segregated rock-units in one area to equivalent units in areas where the lithologic character is different, cannot be adequately expressed by the present system of stratigraphic nomenclature". Krumbein et Sloss, par ailleurs (1963) : "Geologists are familiar with the multiplicity of local names attached to single, widespread rock units in different physiographic or political subdivisions (p. 347)... A fundamental source of correlation difficulties is produced by differences in the designation of rock-units *(ibid.)*". Plus loin les mêmes auteurs font allusion à... "the confusion introduced by a multiplicity of locally applied rock-unit names (p. 374)." Je pense que cette confusion mérite d'être illustrée par quelques exemples qui permettront de prendre conscience de la gravité du phénomène.

Dans le cas le plus simple et le moins grave, le désaccord entre auteurs différents ne porte que sur les limites d'une formation. L'exemple de la formation Azizia a déjà été illustré par ailleurs (1967, fig. 13, tabl. III) : Christie (1955), qui a défini cette formation ailleurs qu'à Azizia, Burollet, Desio, Menning, Magnier – pour ne citer qu'eux –, successivement, ont localisé différemment le toit et le mur dans la série stratigraphique. Les niveaux fossilifères, qui encadrent les couches calcaires auxquelles correspond la formation en gros, se trouvent pour les uns dans cet Azizia, pour les autres dans les couches encaissantes : d'où d'interminables discussions sur les attributions stratigraphiques, discussions dont le caractère purement artificiel et le manque total d'intérêt sont les caractéristiques.

La rigidité de la codification d'un système n'est pas la garantie de son fonctionnement efficace : les attributions stratigraphiques reposant sur la paléontologie étaient susceptibles d'amélioration et de perfectionnement – ne serait-ce que par des découvertes nouvelles –. La lithostratigraphie au contraire aboutit à un édifice toujours remis en cause car il n'a pour fondement que celui que lui a donné... le géologue voisin. La règle de priorité ne saurait régler tous les cas, soit que la définition originelle ait été insuffisamment précise, soit qu'un nouvel auteur apporte des observations différentes qui le poussent à chercher et à proposer un nouveau lithostratotype, d'extension différente, etc.

Mais le désaccord entre auteurs peut porter non seulement sur les limites d'une formation lithostratigraphique, mais également sur le corps lithologique auquel il convient de l'appliquer. L'acceptation donnée aux séries de Zarzaïtine et de Taouratine fournit, dans mon domaine d'étude, un exemple de l'anarchie complète qui peut régner dans une nomenclature en pleine décomposition (fig. IV.6) : première citation de ces séries lors d'une phase de grande reconnaissance, en l'absence de toute étude de détail ; puis emploi précis ou relativement précis de ces termes, par des auteurs qui les utilisent chacun avec un sens différent : c'est ainsi que le Zarzaïtine ou le Taouratine des logs de la C.E.P. n'est pas celui de la C.R.E.P.S., que celui de la C.R.E.P.S. a varié dans le temps et que le Taouratine inférieur de certains logs de la C.R.E.P.S. correspond à des couches attribuées intégralement à du Zarzaïtine sur d'autres logs. Et encore il s'agit d'une géologie simple,

Source : MNHN, Paris

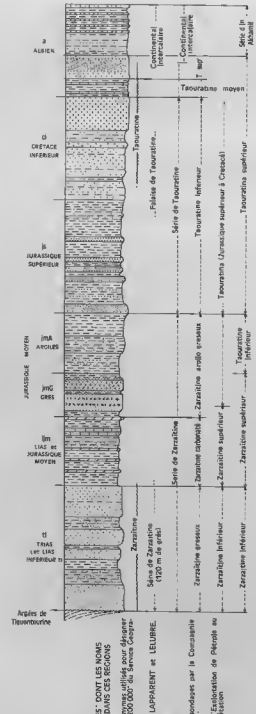


Fig. I.V.6. – Reproduction d'une partie de la colonne lithologique des séries de la hamada de Tinrhert du Trias au sommet du Crétacé inférieur (d'après la carte géologique au 500 000e *Fort Flatters*, 1964). L'emploi d'une nomenclature s'apparentant à la lithostratigraphie n'a aucunement réglé les problèmes d'attribution dans ces couches principalement continentales. Chacune de ces "séries" a subi des fluctuations considérables, non seulement quant à ses limites, mais même quant à l'ensemble de sa zone d'application. Les attributions stratigraphiques que j'ai proposées pour cette série – en général sur la foi de corrélations avec des successions sahariennes beaucoup plus septentionales – sont entachées d'une assez grande imprécision et il s'avère que certaines doivent dès maintenant être rectifiées (la partie inférieure du Ci comprenant vraisemblablement encore du Jurassique supérieur).

Source : MNHN, Paris

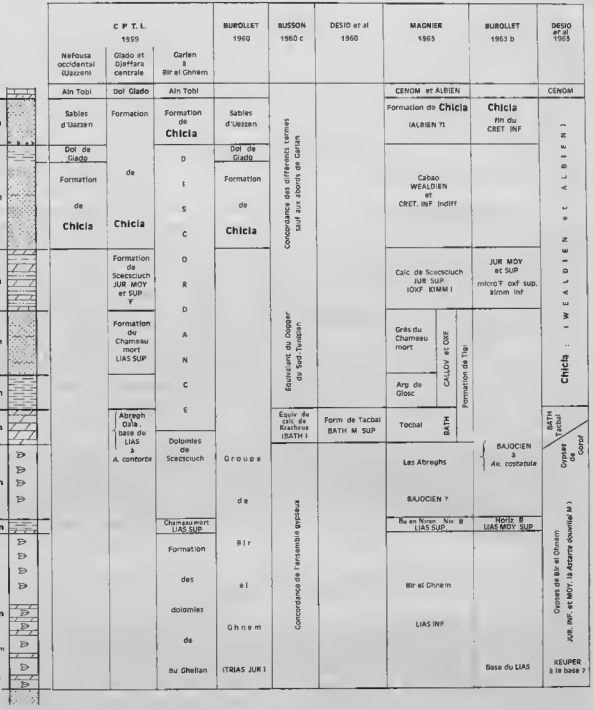


Fig. IV.7. – Reproduction d'une colonne lithologique des séries du Jurassique et du Crétacé inférieur de Djeffara tripolitaine avec indication des attributions lithostratigraphiques – et parfois stratigraphiques – d'un certain nombre d'auteurs différents (d'après 1967, fig. 14 et tabl. IV). On notera les divagations extrêmement importantes d'un certain nombre de formations lithostratigraphiques, dont en particulier la série de Chicla.

Source MNHN, Paris

en pays non tectonisé et en succession homogène ! L'exemple des séries crétacées de Djeffara libyenne, (fig. IV.7) est sans doute encore plus frappant : un tableau synoptique, malheureusement réduit à quelques auteurs successifs, faute de place, en exprime l'essentiel. On remarquera que la plupart des unités lithologiques ont porté plusieurs noms différents – quoique des auteurs aient invoqué avec véhémence l'American code of nomenclature et le respect de ses règles – ; et que la plupart des noms ont servi à désigner plusieurs unités différentes. P.F. Burollet, dans un plaidoyer pour la stratigraphie divisée, déplorait que, dans les discussions entre géologues de Tunisie, "un terme chronologique comme "Campanien" devait être nécessairement suivi du nom de son utilisateur, le Campanien "un tel" pouvant être une chose très différente du Campanien "M.X.,". Il me semble qu'il demeurait l'espoir de découvertes ou de nouveaux travaux paléontologiques – y compris une étude fondamentale de l'étage campanien – permettant de mieux définir, à plus ou moins longue échéance, le Campanien de Tunisie. Mais devant les incroyables divagations d'un terme comme le Chicla en Djeffara tripolitaine (défini sur du matériel néocomien, transposé sur du Barrémien, attribué à l'Albien, étendu à l'ensemble du Jurassique moyen-supérieur et du Crétacé inférieur, etc.), il me semble que l'on ne peut pas conserver d'espoir. A ce stade le langage a perdu son rôle et sa raison d'être d'instrument de communication : il n'est plus qu'une source de discordes.

Le choix des toponymes indispensable à l'érection d'une unité lithostratigraphique, pour être moins grave, s'avère lui-même trop souvent opéré avec insuffisamment de soin et alors source de confusion. Un auteur américain (J.D. Moody, 1966) rappelait que "a) there is no Pocono-formation in the Pocono mountain (geologic map of Pennsylvania, scale 1:250 000, 1960) ; b) there is no Catskill-formation in the Castskill mountains (geologic map of New York, 1962) . . ." Le développement de la stratigraphie divisée dans notre ancien monde rend possible d'ajouter des exemples indigènes. C'est ainsi que les gypses triasiques et liasiques du Sud-tunisien, qui affleurent fort bien dans la région de l'oued-Mestaoua, sont appelés par Burollet Gypses de Kirchaou (1967, p. 52), alors que non seulement le village de Kirchaou n'est pas bâti sur ces gypses mais qu'il en est séparé par deux formations successives que Burollet lui-même appelle 1) les calcaires de Sidi-Toui 2) les grès de Kirchaou !

Les exemples précédents portaient sur un périmètre relativement restreint, les vices nomenclaturaux ne se trouvaient donc pas ou peu amplifiés et aggravés par les modifications latérales de la succession (discordances, lacunes, passages de faciès, etc.). La considération d'une province plus vaste ou riche en modifications latérales donnera une idée du paroxysme dans la confusion et le désordre qui peut exister actuellement : à cet égard l'examen de la plateforme saharienne s'est révélé particulièrement fructueux (voir par exemple la fig. IV. 8).

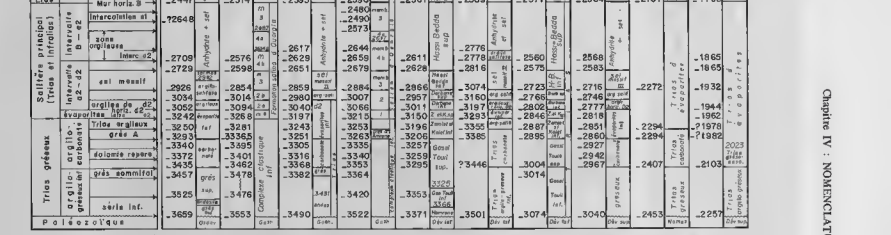
Il est évident que cette énumération d'erreurs, de confusions et de désordres engendrés par l'application de la stratigraphie divisée ne saurait, *a priori*, en porter la condamnation ; pas plus que des erreurs de détermination de fossiles ne permettent de condamner la paléontologie stratigraphique. Mais ces quelques exemples suffiront à juger de l'*objectivité* des unités lithostratigraphiques, caractère systématiquement mis en avant par les adeptes de la stratigraphie divisée comme un avantage fondamental, contrairement au caractère interprétatif et subjectif des unités chronostratigraphiques. Une telle désintégration de la nomenclature ne peut prendre sa source que dans les vices fondamentaux du système.

B) LA CONFUSION ENTRE DES MASSES LITHOLOGIQUES (formations lithostratigraphiques *auctorum)* ET DE VERITABLES UNITES STRATIGRAPHIQUES

La confusion introduite par l'emploi de la lithostratigraphie n'est pas seulement d'ordre nomenclatural. Elle est plus grave encore sous le coup d'une assimilation, trop fréquente et parfaitement injustifiée, des corps lithologiques à des unités stratigraphiques (à signification temporelle). Certes cette *déviation* est contraire au code, qui définit formellement l'unité lithostratigraphique comme indépendante de la notion de temps ; elle est néanmoins tellement fréquente, qu'elle apparaît comme une séquelle presque inévitable de l'application de la stratigraphie divisée. J'évoquerai deux démarches qui me paraissent caractéristiques de cette confusion.

1) **Transgression (sinon discordance) déduite de l'absence d'une unité lithologique.** Soient trois étages de plus en plus anciens A, B et C. Le fait qu'un étage A, au lieu de se trouver normalement superposé sur B, repose localement sur un étage C prouve l'absence totale de B – que ce soit par lacune ou par érosion – : A est en ce point transgressif sur C. Mais, bien entendu, il est illégitime de mener le même raisonnement avec trois formations "lithostratigraphiques" A, B et C superposées localement dans cet ordre : car l'absence de la formation B en un autre point ne prouve pas l'inexistence d'une certaine épaisseur de dépôt ; au contraire,

Source : MNHN, Paris



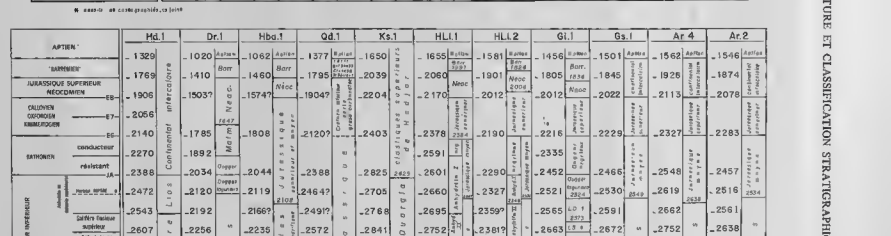


Fig. IV.8. — Deux exemples de tableaux de cotes (*op. cit.* tabl. 6 et 29) avec, *pour chaque forage, les attributions des sociétés opératrices* (2e colonne, en caractères maigres) et les unités et corrélations que j'ai proposées (1e colonne, en caractères gras). Bien que les régions géographiques traitées dans chaque cas soient relativement limitées et que les problèmes géologiques soient assez homogènes, les appellations des sociétés sont d'une telle hétérogénéité qu'elles aboutissent à une désintégration complète de la nomenclature. Les complications nomenclaturales l'emportent même, au moins dans un domaine limité, sur la complexité naturelle.
Les unités que j'ai adoptées coïncident le plus souvent avec certaines unités antérieurement définies. Néanmoins, la simple consultation de ces deux tableaux (parmi les 70 fournis *in op. cit.*) doit permettre de prendre conscience de l'homogénéisation et de l'unité apportées par les corrélations menées par une seule personne dans l'ensemble du Mésozoïque saharien.

Source : MNHN, Paris

l'hypothèse la plus simple et la plus probable c'est que B a disparu par passage de faciès. Or, si incroyable que cela paraisse, quand des lithostratigraphes ont établi une succession-type sur une verticale, l'absence en un autre point d'une de leurs formations est interprétée parfois comme le signe d'une discordance.

Un exemple en a été cité ci-dessus (fig. III.6) où l'absence de tel membre de la formation Salina d'Ouargla était imputée à une discordance, alors que la seule considération des courbes soniques inclinait à penser qu'il y avait concordance absolue et simple passage de faciès. D'autres exemples peuvent être cités du Crétacé de Djeffara tripolaine. C'est ainsi que J.M. de Lestang (C.P.T.L., 1960 *in* G. Busson 1967, p. 153) invoque une discordance des calcaires de l'Aïn-Tobi, lesquels raboteraient tout à tour les sables d'Uazzen, les dolomies de Djado, puis le sommet de la formation de Chicla ; alors que ces formations ne disparaissent d'une coupe à l'autre que par passage de faciès ou . . . par erreurs de corrélation. Il en est de même de la prétendue discordance du membre 3 du Cénomanien supérieur sur les séries sous-jacentes et de celle des sables d'Uazzen sur la dolomie de Djado.

2) **L'identification d'"unités litbostratigraphiques" à l'aide d'arguments stratigraphiques.** J'ai exposé, ci-dessus, dans les points de vue théoriques, que l'homogénéité et la continuité lithologiques – en tant qu'instruments fondamentaux d'identification d'unités lithostratigraphiques – risquaient fort dans de trop nombreux cas de rester une pure vue de l'esprit. Si ces critères, en effet, se sont avérés efficaces en sédimentation de plateforme, reconnus sur de bons affleurements ou à l'aide d'un réseau de sondages dense et étudiés de façon moderne, il n'en est pas de même en région alpine, au sens le plus large de ce terme. Les interruptions créées par les, enfouissements ou les érosions, les bouleversements et les complications tectoniques, les passages de faciès s'opposent en fait le plus souvent à l'identification de l'unité dès que l'on s'éloigne du "lithostratotype". En présence de cette situation, quelle a été l'attitude de certains lithostratigraphes ? Je l'exposerai sur un exemple, portant sur le Crétacé du Sud-tunisien.

P.F. Barnaba, travaillant suivant les règles de la lithostratigraphie, étudie et décrit le Crétacé du Sud-tunisien en termes de formation, membre, groupe, etc. C'est ainsi, par exemple, que si les scrupules scientifiques empêchent cet auteur de décrire le Cénomanien ou le Turonien – malgré les faunes existantes et l'importance des études stratigraphiques déjà menées sur le Crétacé de ces régions – par contre Barnaba n'hésite pas à identifier le Zebbag au Foum-el-Argoub (du Tebaga de Kebili) ou au Tebaga de Médenine, c'est-à-dire à *plusieurs centaines de kilomètres de sa localité-type !* Examinons les choses d'un peu plus près : au Foum-el-Argoub et au Tebaga de Kebili l'assimilation au "Zebbag" d'un certain ensemble lithologique est bien valide, mais elle ne repose nullement sur la continuité réelle d'une formation lithologique depuis Zebbag jusqu'au Foum-el-Argoub et au Tebaga. Sur les 120 à 200 kilomètres de distance, bien des lacunes, bien des ennoyages, bien des passages de faciès rendent illusoire cette continuité. Quant à l'homogénéité lithologique, je dirai seulement que les modifications de la série, depuis le Kanguet-Zebbag jusqu'à la bordure saharienne, sont d'une importance égale ou supérieure aux différences qui peuvent séparer le Zebbag-type de n'importe quelle série carbonatée du Sud.

Mais alors sur quoi repose à Foum-el-Argoub et au Tebaga, l'identification du Zebbag, formation lithostratigraphique caractérisée théoriquement par son caractère objectif, par son indépendance par rapport au temps et par son indépendance à l'égard d'interprétation "biostratigraphique" douteuse. *Il n'est que trop évident qu'elle repose sur la présence en ces divers points de faunes cénomaniennes,* depuis longtemps recherchées, découvertes et déterminées par de véritables stratigraphes.

On saisit là jusqu'où va le processus aberrant : par rigueur scientifique on n'étudie pas le Cénomanien, mais le Zebbag ; mais en réalité, on identifie et l'on suit le Zebbag grâce au seul fait qu'il contient . . . des fossiles cénomaniens. Le paragraphe suivant va nous montrer que l'on peut aller plus loin encore dans la confusion des principes et aboutir à des erreurs caractérisées.

3) **Quand l'homogénéité lithologique (unité litbostratigraphique) est érigée en instrument de datation.** En fait il est rare que les lithostratigraphes, même les plus convaincus, en restent à leurs unités : je n'en veux pour explication que la stérilité fondamentale de celles-ci, déjà dénoncée ci-dessus, en particulier leur incapacité *congénitale* à toute reconstitution paléogéographique. Les lithostratigraphes passent donc en général dans une démarche ultime à la chronostratigraphie. Comment le font certains d'entre eux au moins ?

Je pourrais évoquer le fait qu'il a suffi de découvrir quelques restes d'âge triasique dans la série de Zarzaïtine et d'âge jurassique dans le Taouratine pour que ces séries fussent trop souvent assimilées respectivement au Trias et au Jurassique ; alors que la première représente du Trias et du Jurassique et la deuxième un peu de Jurassique et beaucoup de Crétacé inférieur. Mais je préfère pour l'unité du raisonnement poursuivre le *cas* du Zebbag de P.F. Barnaba (fig. IV.9).

Au Foum-el-Argoub, le Zebbag comprend à sa partie inférieure une corniche calcaréo-dolomitique sus-jacente aux derniers *Knemiceras* de l'Albien supérieur et parfois déjà attribuée au Cénomanien par les stratigraphes. Au Sud du Foum-el-Argoub, l'ensemble des terrains du Crétacé moyen plonge sous le Crétacé supérieur et les atterrissements et de ce fait le Crétacé moyen ne réapparaît qu'au Tebaga de Medenine après

Source : MNHN, Paris

une lacune d'observation de 75 kilomètres. Sur ce Tebaga de Médenine, existe, à la base de la série, une barre calcaréo-dolomitique très remarquable. Comme cette barre calcaréo-dolomitique ressemble à la corniche inférieure du Zebbag de Foum-el-Argoub, l'ensemble de la coupe du Tebega de Médenine est appelé Zebbag par Barnaba ; et *en tant que Zebbag, toute cette coupe, y compris la corniche inférieure, est attribuée au Cénomanien !* Ainsi l'analogie ou la ressemblance lithologique est promue au rang d'instrument de datation (1).

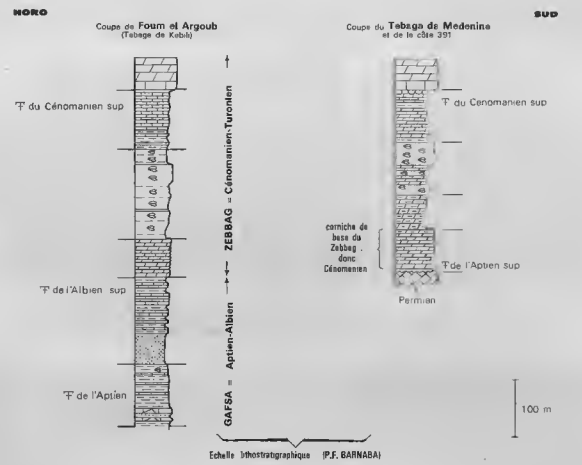


Fig. IV.9. — Comparaison des coupes du Crétacé moyen-supérieur de Foum-el-Argoub (Tebaga de Kebili) et du Tebaga de Médenine (d'après la fig. 6, 1967 ; modifiée). A l'extérieur ont été mentionnés et localisés les seuls arguments et repères paléontologiques actuellement découverts dans ces couches. Entre les colonnes lithologiques ont été résumées les échelles lithostratigraphiques de P.F. Barnaba (1965) et les attributions stratigraphiques qu'en déduit cet auteur. La ressemblance entre la coupe du Tebaga de Medenine et la formation Zebbag du Foum-el-Argoub — en particulier de la corniche de base de la première coupe et de la partie inférieure du Zebbag de la seconde — suffit à P.F. Barnaba pour nommer Zebbag l'ensemble de la coupe du Tebaga de Médenine et, dans un deuxième temps, *pour attribuer la totalité de cette coupe au Cénomanien* : ce qui n'est avéré en contradiction avec les arguments paléontologiques (fossiles de l'Aptien supérieur à la base de la coupe du Tebaga de Medenine).

(1) Ayant eu à exposer ce cas à propos d'une étude sur le Sud-tunisien, j'ajoutai en 1967 : "Certains feront remarquer que d'autres auteurs, sur la même analogie de faciès, avaient attribué cette même barre au Cénomanien ; et que, par conséquent, l'étiquette Zebbag n'est pour rien dans cette affaire. Ce n'est pas mon avis et je pense que la méthode même est à incriminer. Le stratigraphe qui faisait de cette barre du Cénomanien "au faciès", savait son attribution provisoire, sujette à être remise en cause, ne perdait pas de vue la nécessité de trouver des faunes pour l'étayer ou la corriger. Tandis que la lithostratigraphie confère une sorte d'assurance dans l'erreur : *le lithostratigraphe applique son nom de formation à tel ensemble lithologique tant que celui-ci garde — tant bien que mal — ses caractères. Ce qui est légitime puisque ce nom de formation est sa propriété, qu'il n'est pas tenu, envers ce terme, aux mêmes règles, aux mêmes scrupules, aux mêmes précautions que dans l'emploi d'un nom d'étage*... Et quand cette formation a été datée en un point, trop souvent il étend cette attribution à toute la formation".

Source : MNHN, Paris

4) CONCLUSIONS

Les inconvénients révélés par l'application de la stratigraphie divisée résultent le plus souvent, il faut le reconnaître, de violations caractérisées du code de nomenclature. Néanmoins l'analyse des vices fondamentaux du système théorique a montré que ces inconvénients étaient en germe dans les principes mêmes de la stratigraphie divisée, en particulier en ce qui concerne la pulvérisation et la désintégration de la nomenclature. Par ailleurs, en l'absence de toute référence au temps, les formations lithostratigraphiques sont frappées d'une telle stérilité que même les auteurs qui ont apporté une adhésion de principe aux règles de la stratigraphie divisée, opèrent en général *in fine* un transfert de leurs formations aux unités stratigraphiques : il s'ensuit fatalement une confusion et un désordre sans précédent dans l'histoire de la stratigraphie.

III. LES SOLUTIONS EMPLOYEES DANS L'ETUDE DU MESOZOIQUE SAHARIEN

Une des caractéristiques du Mésozoïque saharien se trouve dans la rareté ou l'absence de la faune : rareté imputable à l'extension des faciès continentaux et des faciès lagunaires ; imputable aussi aux conditions d'étude (bassin en grande partie reconnu par forages ; contrôle géologique sur déblais, non sur carottes). Il était donc exclu d'attendre de la paléontologie stratigraphique un cadre solidement étayé, suffisamment détaillé et couvrant la plus grande partie du bassin. Ces conditions ne m'ont pas incité à m'orienter vers une construction lithostratigraphique. Au contraire il m'a paru capital de toujours examiner les faciès en présence avec le souci permanent des rapports temporels qui pouvaient les lier : chaque contact lithologique devant être minutieusement étudié – avec le secours précieux des diagraphies – pour définir s'il correspond à une superposition ou à un passage de faciès ; examen des amincissements, des lacunes ; enfin caractère synchrone – ou non – des unités définies en cartographie ou en sondages. L'application systématique de ce principe de travail m'a conduit, étant donné les faciès existants et les conditions particulières de l'étude, à un certain nombre de types d'unités qu'il me faut maintenant définir.

1) LES UNITES LITHOLOGIQUES OU PRE-STRATIGRAPHIQUES

Les unités lithologiques consistent en des ensembles caractérisés par une *certaine homogénéité lithologique* et une *absence de synchronisme bien établi.* Un des exemples qui peut en être cité est le Salifère principal, unité comprise entre les premiers bancs évaporitiques qui surmontent le Trias gréseux, à la base, et le mur de l'horizon B, au toit (fig. V. 10). Etant donné le caractère manifestement hétérochrone du contact de base (évaporite/Trias gréseux), l'absence de synchronisme du Salifère principal est bien établie, ceci en dépit du fait que le toit, par contre, est *grosso modo* synchrone. Ainsi défini par son toit et son mur, ce Salifère principal n'a qu'une homogénéité lithologique toute relative : sel gemme dominant ici, anhydrite ailleurs, argiles ou carbonates importants (fig. VII. 1). Ces caractères suffisent à établir qu'une coupe-type n'aurait qu'un intérêt assez restreint, aussi bien quant à la définition des limites, qu'en ce qui concerne la nature lithologique : je n'en ai donc pas encombré mon texte. Par contre la description de l'unité à l'aide de la combinaison d'une carte en isopaques (précisant l'épaisseur exacte de la formation dans chaque puits) et d'une carte de faciès (proportion relative des principaux faciès en chaque point) est un élément descriptif qui me paraît fondamental et irremplaçable (*op. cit.*, pl. 19).

De telles unités lithologiques diffèrent des "unités lithostratigraphiques" du code de nomenclature, et par différents caractères :

1) dans la mesure où l'une des limites au moins peut être synchrone, je l'ai adoptée : ainsi pour le toit du Salifère principal. Au contraire la "formation salina d'Ouargla", unité lithostratigraphique définie par la C.P.A., correspond à l'ensemble des faciès évaporitiques (au-dessus du Trias gréseux) le toit étant aussi hétérochrone que la base – puisque situé dans certains domaines au-dessus de l'horizon B, ailleurs au-dessous. L'homogénéité lithologique n'est pas le critère dominant ; j'en ai exclu le sel gemme situé au-dessus du niveau B même quand il prolongeait de façon identique le sel gemme du Salifère principal (au-dessous de B), car cette unité, au-dessus de B, possédait un certain synchronisme : je lui ai donc donné le pas sur une simple unité lithologique.

Source : MNHN, Paris

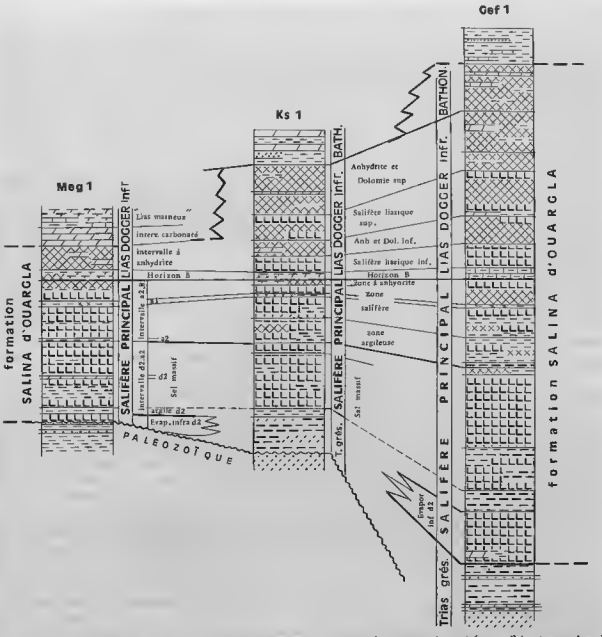


Fig. IV.10. — Comparaison de la formation lithostratigraphique du Salina d'Ouargla et des unités que j'ai retenues dans la description du Mésozoïque saharien. Le Salina d'Ouargla défini comme la formation aux évaporites dominantes est une unité dépourvue de tout synchronisme, aussi bien par sa limite inférieure que par sa limite supérieure. Au contraire le *Salifère principal* que j'ai nommé et utilisé (Trias salifère *auctorum*), s'il a une limite inférieure hétérochrone — dans l'impossibilité de définir une limite synchrone à l'échelle de tout le bassin —, a une limite supérieure (mur de l'horizon B) d'un synchronisme au moins approximatif. Systématiquement, dans ma description du Mésozoïque saharien, la préférence a été donnée aux limites synchrones — telles qu'on peut tenter de les définir au travers des variations de faciès — plutôt qu'aux pures limites lithologiques de la lithostratigraphie.

2) Même au sein du Salifère principal, l'homogénéité lithologique ne m'a paru une condition essentielle, mais seulement la définition précise du toit et du mur.

3) L'absence de coupe-type (au profit de la description globale représentée par cartes d'isopaques et cartes de faciès) est incompatible avec une unité lithostratigraphique du code.

4) Enfin et surtout, il ne s'agit pas d'une unité stratigraphique, mais d'une *unité préstratigraphique*, dont on doit se contenter en l'absence 1) de possibilité de définir des unités synchrones ; 2) de possibilité de dater ces unités synchrones.

Source : MNHN, Paris

2) LES UNITES PARA-STRATIGRAPHIQUES

J'ai repris cette locution employée dans divers sens par de nombreux auteurs (surtout anglo-saxons) pour désigner une unité synchrone – au moins approximativement – dans une certaine aire d'extension, mais non datée, en l'absence d'arguments de paléontologie stratigraphique. Fréquemment de telles unités sont définies par des niveaux-repères qui les encadrent, niveaux-repères qui sont eux-mêmes synchrones : une telle définition assure à ces unités un intérêt particulier car elles resteront identifiables en dépit des passages de faciès qui peuvent les affecter. Les différents faciès groupés dans cette unité sont donc contemporains et de ce fait ils pourront être valablement considérés pour opérer une reconstitution paléogéographique d'une tranche de temps. La considération d'une succession d'unités parastratigraphiques fournira une succession de paléogéographies et l'évolution des grands traits structuraux et sédimentaires, sans que l'on puisse attribuer un âge précis à chaque unité.

L'existence et l'intérêt immense d'unités de ce type ont déjà été aperçus, en particulier par des chercheurs d'outre-Atlantique, étant donné les grandes analogies entre une partie du continent nord-américain et le plateforme saharienne. C'est ainsi que Krumbein et Sloss rappellent à propos d'un exemple que ces bancs (beds) "are operational units, without lithologic constancy but of extreme significance in time – stratigraphic correlation within the Williston Basin" (p. 381). Cette absence de constance lithologique, source de tant d'intérêt à mon point de vue, constitue une raison pour Krumbein et Sloss de reléguer ces unités à un rang informel (informal status), en tant qu'unités lithostratigraphiques. Il arrive à ces auteurs de donner à ces unités le nom d'"interval correlation". Tandis que leur absence de datation s'oppose à ce que l'on en fasse des unités chronostratigraphiques de la stratigraphie divisée. J'ai rappelé par ailleurs (1970, p. 287) que d'autres auteurs avaient également pris en considération des unités identiques, ou très analogues dans leur conception. aux unités parastratigraphiques de ce texte : c'est ainsi que Forgotson (1957) les avait nommées "format" (1), tandis que P.F. Moore (1958) préférait les termes de lithozone ou assise ; A.D. Cumming *et al.* (1959, p. 732) rappellent que Wheeler *et al.* (1950) avaient nommé "para-time-rock" des unités conçues identiquement.

Le problème de nomenclature que posent ces unités est évidemment en rapport étroit avec le type de définition sur lequel elles sont fondées.

1) Dans le Lias-Dogger inférieur du domaine saharien étudié, cinq unités successives ont pu être définies, parfois sur plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés. Dans une partie au moins de leur aire de définition ces unités paraissent à peu près synchrones : néanmoins pas un seul fossile ne venant en établir l'âge, il ne pouvait être question d'attribuer dans l'arbitraire le plus complet cinq noms d'étages du Lias à ces subdivisions. On est donc ramené effectivement au cas d'unités para-stratigraphiques. Dans l'exemple du Lias-Dogger inférieur, les cinq unités en question sont caractérisées, sur une partie importante au moins de leur aire de définition, par une *nature lithologique dominante ou particulièrement remarquable* : c'est ce caractère qui sera alors utilisé pour nommer ces unités : (au-dessus de l'horizon B, dont le cas sera évoqué ci-dessous) Salifère liasique inférieur, Anhydrite et dolomie inférieure, Salifère liasique supérieur, Anhydrite et dolomie supérieure.

2) Dans la plupart des cas, les *unités parastratigraphiques* sont *définies par des horizons-repères ou marqueurs* d'un synchronisme au moins approché, entre lesquels l'intervalle peut varier de faciès radicalement. Les cartes de faciès des subdivisions stratigraphiques sahariennes successives montrent de nombreux exemples d'unités parastratigraphiques ainsi définies. La solution qui s'est imposée dès lors que seuls les horizons encaissants fournissent une unité à ces subdivisions, a été de les nommer d'après ces horizons encaissants eux-mêmes : d'où l'unité a2-B, ensemble sommital du Salifère principal, définie comme étant l'intervalle compris entre le mur de l'horizon a2 et le mur de l'horizon B. Dans ces conditions le problème nomenclatural se ramène aux noms à donner aux horizons-repères qui ont été retenus comme limites d'unités para-stratigraphiques. Comme je l'ai précisé par ailleurs *(op. cit.*, p. 24-25), j'ai souvent repris des termes anciens, déjà adoptés dans les nomenclatures de telles ou telles sociétés pétrolières (horizon B, niveau d2, etc.). J'ai également expliqué les raison qui m'ont poussé à reprendre ces termes anciens malgré leur lourdeur dans de nombreux cas, malgré le fait qu'ils ont été pris parfois dans des acceptions différentes par les auteurs successifs ; et les raisons pour lesquelles j'ai gardé un ou quelques éléments d'une nomenclature, en abandonnant tout le reste, par exemple les horizons A, C, etc. qui devaient accompagner l'horizon B.

La définition de ces unités para-stratigraphiques ne m'a pas paru exiger la désignation et la description d'une coupe-type. Par contre la définition des horizons-repères, *au travers des variations de faciès qui peuvent affecter ces horizons,* demande des précisions en particulier en ce qui concerne le comportement des diagraphies (Fig. III. 2). Par ailleurs la description de chaque unité sera fondée, bien mieux que sur une

(1) C'est à propos des *formats* de Forgotson qu'Hedberg avait contesté formellement l'utilité d'introduire de telles notions à côté des termes nomenclaturaux préconisés par les codes qu'il avait suscités . . .

Source MNHN, Paris

coupe-type, sur la combinaison de cartes en isopaques et de cartes de faciès qui en résumeront les principales variations dans le temps et dans l'espace et qui préciseront sans ambiguïté l'acception et les limites données à l'unité.

L'intérêt de ces unités para-stratigraphiques est immense : définissables non seulement dans un profil, mais parfois dans une partie importante du bassin, *elles permettent de grouper et de coordonner de nombreuses données dont l'ensemble rend possible dans certains cas une véritable reconstitution paléogéographique*, en dépit du fait que la tranche de temps matérialisée par cette unité n'est pas localisée avec précision sur une échelle chronologique. Ces données sont en général exprimées par des cartes (isopaques et faciès) ; j'en ai fourni de nombreux exemples et l'on peut estimer que certains étages classiques, en bien des régions, sont loin d'être connus avec autant de détails.

Il faut souligner enfin que certaines de ces unités parastratigraphiques perdent, plus ou moins brutalement, leur caractère fondamental, qui est leur synchronisme au moins approché, pour devenir dans un certain secteur géographique des unités lithologiques affectées de déplacements verticaux plus ou moins importants. L'essai de synthèse des données de sondages (1970) abonde en exemples de phénomènes de telle nature : telle unité évaporitique, parastratigraphique dans les portions septentrionale et centrale du domaine étudié, verra son toit descendre assez brusquement sur les régions marginales ; le dépôt d'évaporites ayant cessé très tôt dans ces régions sous le coup d'apport argileux précoce. Dans le secteur marginal les évaporites résiduelles ne représentent plus une unité parastratigraphique, mais une unité lithologique. En principe il convient de ne pas faire figurer cette partie, à seule signification lithologique, sur les cartes de l'intervalle parastratigraphique puisque l'unité d'un tel intervalle est fondée sur sa contemporanéité et son synchronisme ; d'où les nombreux ensembles cartographiés s'interrompant sur une limite de définition. Ou, si on les fait figurer, il convient de les dessiner de façon particulière et en mettant clairement en évidence ce changement complet de signification.

3) LES UNITES STRATIGRAPHIQUES

Comme les unités parastratigraphiques, ces unités ont été le plus souvent définies et étendues à une partie plus ou moins importante du domaine étudié à l'aide des diagraphies. Mais en outre, elles ont pu être situées dans l'échelle stratigraphique universelle, grâce à la présence de faunes découvertes en certains forages ou, surtout, dans les couches homologues visibles aux affleurements. Les étages ou groupements d'étages ainsi pris en considération représentent évidemment les unités les plus précieuses qui ont pu être définies. Les découvertes de faunes qui peuvent être faites dans l'intervalle, permettent de "tester" les corrélations qui ont été menées, en confirmant ou infirmant l'âge proposé. Et surtout dès qu'un étage ou un groupe d'étages a pu être individualisé et cartographié, il est possible de faire des rapprochements avec les données des régions voisines (Berberie en particulier) et d'arriver ainsi à une reconstitution paléogéographique plus vaste et plus complète. Ce sont ces avantages qui m'ont incité à utiliser une nomenclature en étages chaque fois que la chose était possible, même au prix de légères incertitudes, voire même – dans certains cas – au prix de certaines inexactitudes : par exemple du fait que la seule limite définissable sur diagraphies offre sur coupes un décalage plus ou moins systématique, avec la limite réelle entre étages telle qu'elle peut être définie en des points très localisés grâce à la présence de faunes.

J'ai exposé par ailleurs (1969b) quel concours précieux pouvaient apporter les diagraphies et les corrélations qu'elles permettent, pour étendre le domaine de définition d'un étage ou d'un groupe d'étages jusque dans des faciès où tout fossile stratigraphique a totalement disparu. Extension qui n'est rendue possible que par les conditions très particulières de cette sédimentation de plateforme du Mésozoïque saharien.

IV. CONCLUSIONS

Les concepts fondamentaux de la stratigraphie semblent traverser une véritable période de crise dont témoignent les opinions parfaitement opposées de différentes écoles sur des sujets d'importance primordiale. C'est ainsi qu'aux étages conçus comme des entités distinctes, dont l'individualisation aurait une valeur universelle, s'oppose radicalement la notion de l'"arbitrary partitioning into arbitrary units". Mais c'est ainsi surtout qu'un fossé ne cesse de se creuser entre les tenants de deux conceptions profondément différentes de la stratigraphie. D'une part ceux qui ne voient nul salut en dehors de la paléontologie stratigraphique, science

Source : MNHN, Paris

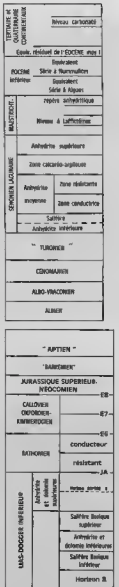


Fig. IV.11. — Echelle de l'ensemble des terrains mésozoïques adoptée dans une partie de la Province centrale. Certaines des unités ainsi définies se suivent sur la totalité du domaine étudié, d'autres dans un périmètre plus limité. On notera la succession d'unités lithologiques pures, d'un hétérochronisme manifeste (ex : Trias gréseux, Salifère principal) ; d'unités parastratigraphiques d'un synchronisme au moins approximatif, mais non datées dans l'état actuel des connaissances (ex. : grès A, horizon B) ; et d'unités stratigraphiques adoptées le plus souvent en dépit d'une certaine imprécision aux limites, imputable à la rareté de la faune (ex. : Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien ; Maestrichtien).

Source : MNHN, Paris

dont l'usage unique nous amènerait pourtant à vouer à l'oubli et à l'abandon les régions et les faciès – quantitativement si importants – où n'existent pas, ou insuffisamment, de bons fossiles stratigraphiques ; les mêmes auteurs (paléontologistes en général) ne reconnaissent parfois qu'incomplètement la valeur fondamentale de ces marqueurs extra-paléontologiques dont l'extension et par conséquent l'intérêt peuvent être considérables. D'autre part ceux qui veulent substituer à tout l'édifice stratigraphique, de simples unités lithologiques que l'on a coupées de toute référence au temps et dont on cherche à nous faire croire qu'elles sont plus objectives.

En réalité le principe fondamental est qu'il n'y a pas et qu'il ne peut pas y avoir de stratigraphie sans référence au temps. Et cela ne signifie pas une étiquette posée *a posteriori* sur une unité issue d'autres critères. Mais que la référence au temps doit être *le souci permanent et primordial qui a animé le géologue dans toutes les phases de son étude.* Même en l'absence totale de fossiles, les contacts lithologiques et les rapports de faciès peuvent être examinés dans une optique essentiellement et résolument temporelle. Les seules notions d'homogénéité et de continuité lithologiques aboutissent à des unités (lithostratigraphie d'Hedberg) d'une stérilité totale ; au contraire la définition d'unités stratigraphiques – c'est-à-dire synchrones – doit rester l'objectif primordial du géologue sédimentaire en matière de classement et de nomenclature. Les arguments paléontologiques – les seuls à fournir actuellement, grâce à l'irréversibilité de l'évolution parallèle à l'écoulement irréversible du temps, un instrument de chronologie relative de validité planétaire – y ajouteront des dates, confirmeront ou préciseront des corrélations, mais ne doivent pas être considérés comme le seul moyen d'introduire la notion de temps dans la géologie sédimentaire.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE V

L'EXPRESSION CARTOGRAPHIQUE DES RESULTATS

L'absence d'affleurements du Mésozoïque dissimulés par les atterrissements ou les dunes sur une grande partie du domaine saharien a été, je le rappelle, un obstacle majeur à la connaissance des terrains de cette ère, jusqu'à ce que débutent les forages profonds. Au contraire dès que la densité des forages profonds a été suffisante, ces terrains mésozoïques sahariens ont pu être connus plus complètement que ceux de régions plissées où les zones d'érosion ont irréversiblement soustrait à l'observation des parties plus ou moins importantes de l'intervalle examiné. A cette répartition *en surface* – et non point le long de quelques bandes d'affleurements aléatoires – des données d'analyse, s'ajoute la qualité exceptionnelle des études de faciès et celle des corrélations, rendues possibles par les différents moyens de surveillance géologique de sondages, y compris les diagraphies (voir les paragraphes précédents). Au total les conditions de gisement particulières du Mésozoïque saharien et les conditions d'étude (spécialement par sondage) convergent pour apporter une connaissance de ces terrains dans les trois dimensions de l'espace, c'est-à-dire en *volume*.

Le mode d'expression des résultats se trouve évidemment touché par ces conditions particulières. L'exposé de variations d'épaisseur et de passages de faciès par une *coupe* ou par un schéma panoramique est le procédé qui s'impose quand les données proviennent d'une bande d'affleurement qui offre elle-même à l'observation une coupe plus ou moins continue. Dans notre cas, au contraire, cette connaissance en volume, à laquelle il a été fait allusion ci-dessus, appelle une expression *cartographique* de façon quasiment systématique. C'est précisément à toute la gamme des cartes que je me suis trouvé dans l'obligation d'employer que sera consacré ce chapitre. J'en excluerai les cartes géologiques – malgré l'importance des surfaces couvertes par mes levés (Sud-tunisien, Tinrhert) ou par mes cartes de synthèse (carte au 2 000 000e, *op. cit.*, pl.2)– puisque celles-ci ne présentent rien d'original dans leur principe même. Je distinguerai dans cet exposé ce qui a trait aux cartes stratigraphiques, qui expriment des données sur l'épaisseur ou la nature d'un *intervalle* stratigraphique et les cartes paléogéologiques, cartes géologiques de surface particulières retenues pour leur intérêt.

I. LES CARTES D'EPAISSEUR OU CARTES EN ISOPAQUES

Elles ne visent pas à une description du contenu (nature et disposition des faciès) de l'unité stratigraphique envisagée, mais fournissent seulement l'extension actuelle et une valeur d'épaisseur approchée de la formation en chacun de ses points.

a) CONSTRUCTIONS DE CES CARTES.

J'ai déjà exposé par ailleurs (*op. cit.*, p. 26) certaines remarques sur la détermination des épaisseurs dans les coupes de forages. En fait, **j'ai considéré systématiquement que la longueur sous laquelle une unité stratigraphique avait été traversée en forage correspondait à son épaisseur vraie.**

1) Cette approximation repose sur une sorte de *postulat d'une horizontalité généralisée*. L'extrême faiblesse des valeurs de pendage s'observe aux affleurements ; elle tend à être confirmée par les cartes structurales dressées principalement avec les données de sondages. J'ai moi-même évoqué des exemples qui font exception, et où l'existence d'un pendage se trouve à l'origine de différences d'épaisseur purement apparentes. Ces cas paraissent néanmoins fort rares et, de toute façon, l'absence très générale d'indications sur les pentes

Source MNHN, Paris

et azimuths successifs d'une formation m'a empêché d'y introduire les quelques corrections (1) qui n'eussent d'ailleurs été justifiées par leur importance que dans des cas rarissimes.

2) Un autre postulat est évidemment représenté par celui de la *verticalité parfaite du forage*. Plus encore dans ce cas que dans le précédent, on peut estimer que les erreurs introduites par les déviations réelles sont insignifiantes et négligeables par rapport aux grandeurs observées et aux variations dont j'ai pu tirer argument. L'absence de données sur les valeurs angulaires de la déviation ne me permet pas d'établir formellement dans ce texte cette insignifiance.

3) *Les modifications postérieures au dépôt* – Les modifications auxquelles il va être fait allusion, peuvent, au contraire des précédentes, avoir une incidence non négligeable sur l'exactitude des valeurs retenues. Je citerai en particulier les effets de la compaction. Ce phénomène peut avoir perturbé d'autant plus les valeurs d'épaisseur originelle que son importance varie considérablement suivant la nature lithologique du matériel sur lequel il s'exerce. C'est ainsi que la compaction peut avoir amoindri considérablement une série argileuse, alors qu'elle n'aura pas affecté – ou très peu – une masse salifère ou sableuse, déposée un peu plus loin dans le même intervalle stratigraphique. Les variations alors mises en évidence par une carte en isopaques n'ont rien à voir avec les mouvements du fond du bassin, mais résultent d'une évolution post-sédimentaire. Malheureusement l'impossibilité de chiffrer même approximativement l'importance de la compaction m'a interdit d'en tenir compte pour apporter d'éventuelles corrections à mes cartes. Je cite seulement le phénomène comme un facteur d'incertitude risquant d'entacher la précision de certains de mes résultats. Dans le même ordre d'idées le gypse et l'anhydrite, dans ces coupes sahariennes, semblent représenter avant tout deux états du sulfate de calcium liés à la profondeur d'enfouissement ; et non l'état originel résultant directement de la cristallisation lors de la phase sédimentaire. Les changements de volume qui ont pu être entraînés par ce passage d'un minéral à l'autre, entre l'état sédimentaire et l'état d'enfouissement, n'ont pu eux non plus être pris en considération pour mieux approcher des valeurs d'épaisseur originelle.

b) INTERPRETATION ET INTERET.

L'interprétation d'une carte en isopaques est plus ou moins délicate ; mais, avant tout, ce qui conditionne sa validité, c'est la *précision et l'exactitude des corrélations* grâce auxquelles a été défini l'intervalle en cours d'examen. De ce point de vue même il est assez remarquable que l'élaboration d'une carte en isopaques puisse aider à juger de la validité d'une unité stratigraphique considérée. C'est ainsi que dans un certain nombre de cas, l'épaississement important d'un intervalle coïncide avec une zone d'amincissement – d'importance équivalente – de l'intervalle sous-jacent ou sus-jacent : à moins d'admettre que la nature ait réalisé une compensation sans défaut, une telle disposition tend à suggérer que le contact lithologique retenu comme une limite entre les deux unités correspond localement à un passage de faciès vertical ; il en résulte que les unités considérées perdent tout caractère synchrone, toute validité stratigraphique et que les courbes isopaques ne sauraient être interprétées en termes de subsidence.

La situation de l'intervalle examiné par rapport aux séries encaissantes doit également être considérée avec attention ; car elle a les répercussions les plus importantes sur l'interprétation qu'il convient d'apporter à une carte en isopaques. En particulier dans le cas où l'intervalle n'est pas limité par une surface-temps. Un exemple caractéristique est fourni par l'argilo-gréseux inférieur, formation de base du Trias gréseux, discordante sur le socle paléozoïque. Quelles que soient les qualités de l'aplanissement de la surface sur laquelle repose ce Trias gréseux, la formation est dans une certaine mesure une *formation de remplissage* (cf. *op. cit.* et ci-dessous II[e] partie, chap. VII). Or ce caractère de formation de remplissage impose essentiellement des variations extrêmement rapides et parfois importantes des épaisseurs, que les données de sondages ne sauraient rendre avec exactitude, hormis le cas particulier et très localisé d'un champ pétrolier où la densité des puits devient exceptionnelle. En plus de ce caractère très vague, presque caricatural des données d'une carte d'isopaques à petite échelle dans le cas de formations de remplissage, il se trouve que le caractère des phénomènes exprimés par une telle carte diffère radicalement de ceux exprimés par les isopaques d'un intervalle limité par deux surfaces synchrones. Les variations n'expriment plus primordialement la répartition de la subsidence, mais la morphologie de la surface de discordance ensevelie et la progression de cet ensevelissement.

Il est classique de considérer la carte d'isopaques d'une formation comme le moyen de retrouver la "position du rivage" ou plus exactement la ligne d'amenuisement total et de biseautage de la formation : la considération des différentes courbes isopaques devant permettre, au prix d'une extrapolation, de déterminer la

(1) En multipliant la "longueur traversée" en forages par le cosinus de l'angle de pente – à supposer que celui-ci fût constant pour la formation.

Source : MNHN, Paris

situation de la ligne 0. Je précise que cette possibilité reste le plus souvent purement théorique. Dans le domaine considéré la validité de cette extrapolation ne repose sur rien. Le fait qu'une unité stratigraphique s'amincisse même considérablement, sur le glacis d'une région cratonique, ne saurait prouver qu'une mince couche de cette formation ne se soit pas étendue à cette région cratonique et ne l'ait pas recouverte (1), avant d'avoir été soumise au jeu facile de l'érosion.

En outre dès lors que l'on se rapproche de la ligne 0, les amincissements s'accompagnent 1) de lacunes, sous l'effet desquelles les surfaces-temps qui limitent l'intervalle disparaissent ou sont plus difficilement identifiables ; 2) de modifications de faciés qui ont le même effet sur les possibilités de définition de l'intervalle et sur la précision que l'on peut en attendre.

Pour ces raisons le plus souvent je n'ai pas cherché á déduire de mes cartes d'isopaques la ligne 0 des formations correspondantes et j'ai même systématiquement évité d'extrapoler au-delá du domaine de définition stricte de l'intervalle sur mes très nombreuses cartes en isopaques. Par contre on peut viser, á différents niveaux, un objectif moins difficile : il s'agit, à la lumière d'une carte en isopaques, d'essayer de savoir si une zone d'absence de la formation est á imputer á une lacune originelle ou á une érosion post-sédimentaire. La comparaison des isopaques et de la zone chauve suffit, dans certains cas – *op. cit.* –, á suggérer une solution ; la considération des faciés á proximité de ladite zone apporte évidemment des arguments de poids dans une recherche de ce type et il convient d'en tenir compte en même temps que des données des isopaques.

Les cas les plus intéressants pour l'interprétation d'une carte en isopaques restent donc ceux où l'intervalle est défini par deux surfaces-temps, qui l'encadrent. En outre dans le domaine saharien une approximation supplémentaire peut être admise, dont l'importance est fondamentale : l'ensemble de la sédimentation considérée a dû s'opérer sur un plancher sédimentaire remarquablement plat et *à une profondeur très voisine de la cote* 0 – du moins qui n'en différait pas de façon significative par rapport á l'épaisseur de la formation cartographiée – : dés lors les épaisseurs exprimées par la carte en isopaques fournissent en chaque point une mesure de la subsidence (2).

Ainsi les épaisseurs exprimées par une carte en isopaques apportent la mesure de la somme algébrique des mouvements qui ont affecté chaque zone pendant l'intervalle de temps correspondant á l'unité stratigraphique considérée. Or pendant trop longtemps les géologues, surtout marqués par l'étude des régions alpines, ont porté un intérêt quasi exclusif á des phases de plissement considérées comme plus ou moins brutales et aux discordances marquées par le retour des phénomènes sédimentaires. Il est bon que l'étude dans trois dimensions de l'espace restitue la première place aux mouvements permanents qui règlent au jour le jour la vie même d'un bassin sédimentaire : importance précise et localisation des zones affectées d'enfoncement qui crée l'appel aux sédiments, localisation des zones résistantes á l'intérieur du bassin, localisation des cratons périphériques. *Chaque carte d'isopaques fournit ainsi* – en dehors des notations de faciés qui l'enrichiront considérablement – *une image de la vie du bassin pendant l'intervalle examiné.* La succession de ces images, statiques, en indiquant la pérennité ou la migration de ces zones de subsidence et des môles, en précisant la valeur prise par les mouvements verticaux en chaque point et leur évolution, apporte une véritable reconstitution de la vie et des palpitations du bassin pendant les temps géologiques.

II. LES CARTES DE FACIES

Alors que les cartes en isopaques ne visaient á préciser que l'importance de l'épaisseur globale d'un intervalle, les cartes de faciès vont permettre de remplir ce cadre avec toute une gamme de données sur la composition même de l'intervalle.

Avant d'exposer quelques principes relatifs á ces cartes de faciès, je rappellerai en quelques mots le caractère particulier des données de base : les logs habillés dont je me suis plu á souligner la précision et la minutie apportent néanmoins des informations trés particulières – sous forme d'une colonne dessinée et sous

(1) A titre d'exemple d'un tel fait je rappellerai la prodigieuse extension des formations éocènes, épaisses seulement de quelques dizaines de mètres, et qui se sont étendues sur la Libye "continentale" (Serir Tibesti) et jusque sur le territoire de la République du Tchad.

(2) Il n'en est pas de même dans les regions où l'on admet la possibilité de profondeur de dépôts plus ou moins importante. Un certain intervalle peut avoir comblé une fosse préexistante – hypothèse admise par G. Richter Bernburg (1953) pour les sels des gisements du Zechstein – et, dans ce cas, la subsidence contemporaine de la sédimentation est sans rapport avec l'épaisseur de l'intervalle ; elle peut même être nulle. Et réciproquement : si un intervalle qui a débuté par des dépôts peu profonds se termine par des sédiments bathyaux, l'épaisseur de l'intervalle est alors très inférieure á la valeur de la subsidence.

Source MNHN, Paris

forme d'une description écrite. *Le passage* de ce type d'information *à une estimation quantitative du pourcentage des différents constituants lithologiques n'est pas toujours facile ni précis.* Ces difficultés sont surtout sensibles dans le cas de combinaison de constituants : estimation respectivement de l'argile et des "détritiques" dans le cas d'argiles silteuses ou de silts argileux, estimation de la fraction carbonatée d'un "grès à ciment carbonaté" ou d'une "argile marneuse" ! Pour cette raison, il m'est arrivé de souligner dans le commentaire de certaines cartes de faciès que les données numériques utilisées pour construire cette carte ne devaient point être prises à la lettre ; mais seulement l'expression d'ensemble qui en ressortait et qui, elle, devait traduire une réalité. Il ne faudrait pas dissimuler pourtant que cette imprécision de détail des données numériques de base m'a certainement amené parfois à déformer la réalité en la simplifiant : en effet la crainte de prendre en considération des variations aléatoires et de les ériger en passages de faciès – à interprétation paléogéographique – m'a conduit systématiquement à opérer une sorte de lissage ; à ne consigner que des variations suffisamment franches, prouvées par un certain nombre de sondages. Ce faisant j'ai pu faire disparaître des variations, fines, mais néanmoins parfaitement réelles et dignes d'intérêt. Ces restrictions dont l'énoncé s'impose, ne doivent pas faire oublier que dans la grande majorité des cas les cartes de faciès m'ont permis de mettre en évidence une évolution paléogéographique d'une ampleur exceptionnelle, dont la répartition logique et la progressivité suffisent pour attester qu'il ne s'agit pas de constructions artificielles.

a) CARTOGRAPHIE D'UN SEUL CONSTITUANT LITHOLOGIQUE D'UN INTERVALLE.

1) Une *carte isolithe* se définit comme une carte d'épaisseur d'un certain constituant lithologique. Il s'agit évidemment d'une épaisseur cumulée, obtenue en additionnant l'épaisseur des bancs de ce constituant et en y ajoutant, éventuellement, une quantité estimée en considérant les bancs où ce constituant est combiné à d'autres constituants. A partir de cette épaisseur cumulée, calculée en chaque point d'observation, on dessine des courbes d'égale épaisseur cumulée, courbes grâce auxquelles la carte prend un certain caractère expressif. D'après Krumbein et Sloss (1963, p. 455) le terme *isolith* aurait été introduit par Grossman (1944) : "to be applied to maps that depict "lines of equal lithic character" : je me suis contenté de le traduire. Je ne considère pas d'ailleurs le sens de ce terme comme étant en parfait accord avec son étymologie ; mais seulement d'usage plus commode que la locution de "carte d'épaisseur cumulée de tel constituant". Les exemples de telles cartes dans mes publications sont très nombreux.

2) *Carte d'isopourcentages.* L'épaisseur cumulée d'un constituant lithologique donné est alors rapportée à l'épaisseur totale de l'intervalle qui le contient ; le rapport est exprimé en pourcentage, en chaque point de contrôle (forage ou coupe de terrain). Des courbes d'isopourcentages sont ensuite tracées. Ces cartes ne font nullement double emploi avec les précédentes : supposons qu'un constituant s'amenuise dans une direction ; si cette direction coïncide avec la direction générale de biseautage de l'intervalle, le constituant peut néanmoins occuper un pourcentage croissant de l'intervalle. Et réciproquement, un épaississement en valeur absolue d'un constituant donné, établi par la carte isolithe, peut coïncider avec une diminution des valeurs de pourcentage, si l'intervalle s'épaissit proportionnellement plus et plus vite que ce constituant.

Au fur et à mesure de mes études, il s'est établi empiriquement que les courbes d'isopourcentages s'avéraient plus parlantes et plus faciles à interpréter en termes paléogéographiques que les cartes en isolithes : les premières font en effet rentrer en ligne de compte à la fois l'importance de la subsidence et les conditions sédimentaires qui favorisent tel ou tel dépôt. De surcroît l'établissement de cartes d'isopourcentages est une opération intermédiaire, utile pour l'établissement de cartes à plusieurs constituants.

A titre d'illustration je fournirai ci-joints quelques exemples de cartes envisageant un seul constituant :

1) Carte de l'argile au sein du Turonien (Cénomano-Turonien dans une grande partie du domaine saharien) : épaisseur cumulée de l'argile auprès des principaux points de contrôle et courbes d'isopourcentages (importance de l'argile par rapport à l'épaisseur totale de la "barre turonienne" : équidistance, 10 %). Dans cet exemple, (fig. V.1) il n'y a pas le plus souvent de différences radicales entre les isopourcentages et ce qu'auraient été les courbes isolithes, car la barre turonienne est presque isopaque. On notera le classement remarquablement régulier des courbes d'isopourcentages aussi bien dans les zones de variations rapides que dans celles à variations très lentes.

2) Carte du Sel gemme dans l'ensemble Anhydrite inférieure + Salifère : valeur de l'épaisseur cumulée du sel dans chaque forage et courbes d'isopourcentages (fig. V. 2). Les courbes d'isopourcentages montrent encore, avec l'équidistance de 20 % qui a été choisie, un classement d'une régularité remarquable, sans qu'il y ait eu à écarter une seule des valeurs fournies par le dépouillement des sondages.

3) Les trois derniers exemples concernent l'ensemble du Trias (Trias gréseux et Salifère principal, jusqu'au mur de l'horizon B, comportant vraisemblablement du Lias). La carte des grès (Fig. V. 3) met en évidence des divergences particulièrement importantes entre les courbes isolithes et les courbes d'isopourcentages. Ces divergences s'interprètent aisément par le fait que sur certains biseaux continentaux l'amincissement

Source MNHN, Paris

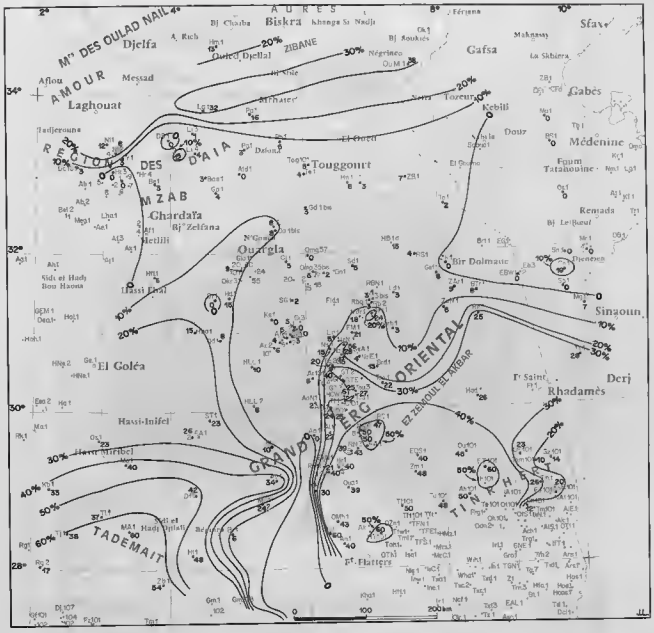


Fig. V.1. – Epaisseur de l'argile au sein du "Turonien" (ou, souvent, du Cénomano-Turonien) : valeur isolithe en mètres auprès de chaque puits et courbes d'isopourcentages (importance de l'argile par rapport à l'épaisseur totale du Turonien). Echelle 1/4 000 000e.

général s'accompagne d'un enrichissement relatif en grès. La carte de l'anhydrite (fig. V. 4) est encore plus frappante de ce point de vue, soulignant l'ampleur considérable de certains passages de faciès. Enfin la carte du sel (fig. V.5) ne comporte que les courbes d'isopourcentages : son admirable régularité n'en apparaît que plus clairement, démontrant l'intervention des seuls facteurs généraux dans la genèse de cette sédimentation salifère.

Source : MNHN, Paris

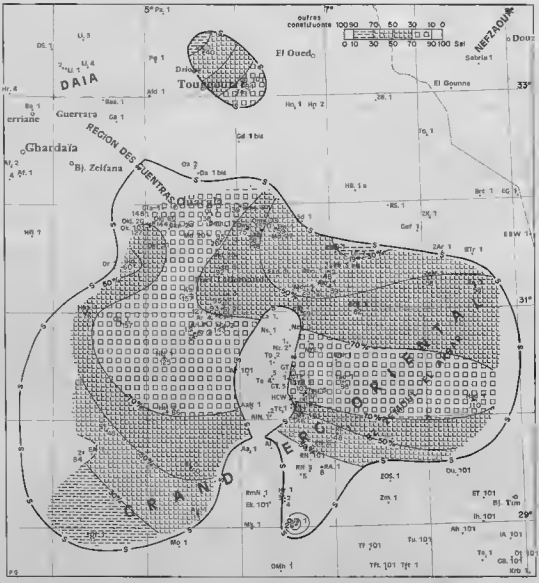


Fig. V.2. — Carte du sel gemme au sein de l'ensemble Anhydrite inférieure + Salifère (partie du Sénonien lagunaire) avec valeur isolithe et courbes et zones d'isopourcentages (équidistance 20 %). Echelle 1/4 000 000e. S---S---S : limite d'extension actuelle du Salifère.

En conclusion, un point est important à souligner. On pourrait penser que le dessin des courbes d'isolithes ou d'isopourcentages soit susceptible de devenir une opération purement mécanique une fois que l'ensemble des valeurs numériques figure ponctuellement sur la carte. La précision, la rapidité et le perfectionnement des moyens modernes dans ce domaine ne peuvent qu'incliner vers cette manière de voir. Je crois néanmoins qu'il n'en est rien ; que la logique et l'intuition du géologue, appuyées sur les connaissances générales qu'il peut avoir du problème dans son ensemble, sont irremplaçables, aussi bien dans le choix des valeurs à retenir pour chaque courbe que dans le dessin des courbes. L'opinion suivant laquelle l'ordinateur et ses moyens annexes de dessin direct présentent une telle aptitude à proposer une infinité de solutions qu'il est aisé et plus rapide de choisir *a posteriori* parmi ces solutions, me paraît elle-même insuffisamment fondée : car toutes ces solutions purement mécaniques risquent d'être entachées des mêmes défauts. L'ordinateur est évidemment imbattable dans le traitement des données numériques, il ne saurait – pour l'instant au moins ... – intégrer dans son traitement l'ensemble des connaissances extraordinairement variées qu'a pu accumuler le géologue au cours de plusieurs années d'étude du problème posé et de ceux qui l'encadrent.

Source : MNHN, Paris

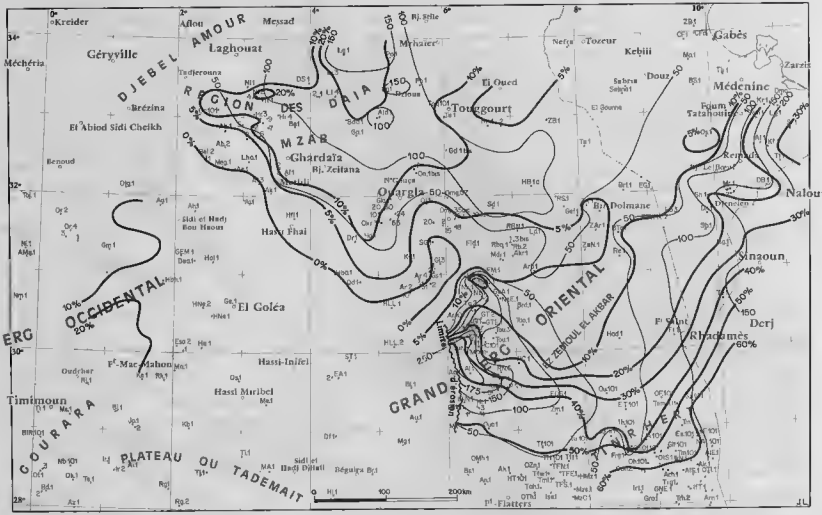


Fig. V.3. — Carte des grès (en général sédiments détritiques autres que l'argile) du Trias (Trias gréseux + Salifère principal) : courbes isolithes (en traits fins) et courbes d'isopourcentages (en traits gras).

Source : MNHN, Paris

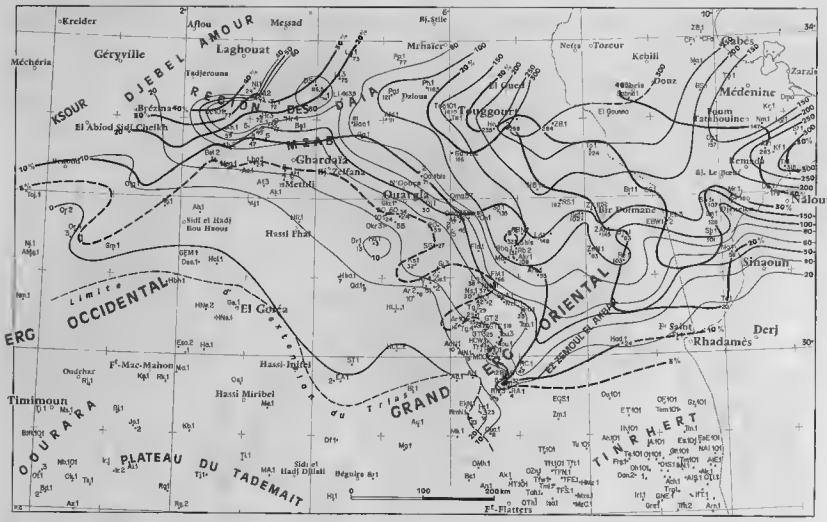


Fig. V.4. — Carte de l'anhydrite et du gypse au sein du Trias (Trias gréseux + Salifère principal) : courbes isolithes (en traits fins) et courbes d'isopourcentages (en traits gras).

Source : MNHN, Paris

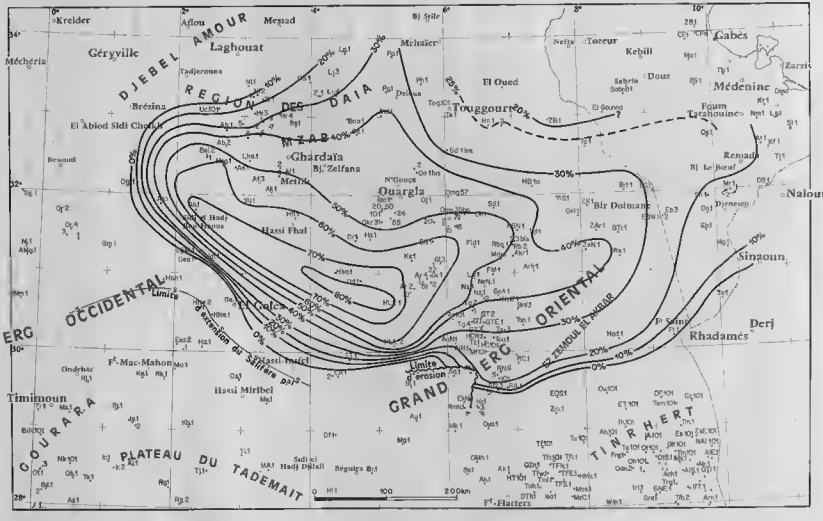


Fig. V.5. — Carte du sel gemme du Trias en courbes d'isopourcentages (équidistsnce 10 %) : proportion (en pourcentage) de l'épaisseur totale occupée par du sel gemme.

Source : MINI, Paris

b) CARTOGRAPHIE DE DEUX CONSTITUANTS LITHOLOGIQUES L'UN PAR RAPPORT A L'AUTRE.

Ce type de carte ne m'a jamais servi à exprimer la composition complète d'une formation stratigraphique ; car aucune de celles que j'ai définies ne m'a paru pouvoir se ramener à deux constituants seulement. Par contre je l'ai utilisé pour représenter *l'évolution d'un constituant par rapport à un autre*. En particulier j'ai considéré dans plusieurs intervalles l'évolution du rapport calcaire/dolomie et, dans certains cas, le résultat obtenu n'est pas négligeable du point de vue des processus sédimentaires et de la signification paléogéographique de ces deux carbonates.

Mais avant d'évoquer un certain nombre d'exemples, je rappellerai *quelques notions sur le principe même de telles cartes*. En chaque coupe, il convient de considérer le rapport de l'épaisseur cumulée en mètres d'un certain constituant à l'épaisseur cumulée d'un autre constituant. Le rapport sera désigné par les noms de ces constituants : exemple, carte du rapport calcaire/dolomie. Chaque point d'information est alors affecté d'un chiffre, pouvant varier de 0 (si le premier constituant vient à s'annuler) à l'infini (lorsque le second constituant s'annule). Le choix des limites, qui constitueront la carte proprement dite, ne saurait le plus souvent correspondre à une progression régulière – arithmétique ou géométrique –. Il repose au contraire dans chaque cas sur une estimation raisonnée : les valeurs à retenir ne doivent pas aboutir à une répartition par trop désordonnée (contours trop complexes ou sans lignes directrices apparentes) ; car une telle répartition, qu'elle soit réelle ou amenée artificiellement par des chiffres insuffisamment précis, serait sans intérêt pour l'interprétation sédimentaire. En outre les valeurs à retenir doivent délimiter des surfaces à peu près équilibrées, afin que les enseignements de la carte s'étendent de façon homogène à la plus grande partie du domaine considéré.

Dans le cas le plus simple, on peut prendre en considération deux zones : celles respectivement où chacun des deux constituants domine l'autre. C'est ainsi que j'ai fourni pour la barre turonienne une carte (*op. cit.*, fig. 109) des domaines où les calcaires sont plus importants que les dolomies, et *vice-versa*. Les valeurs du rapport ne permettaient pas l'élaboration d'une zonation plus précise. Mais à elle seule cette carte situe très bien les principales provinces crayeuses et les principales provinces dolomitiques.

Dans le cas du Bathonien (*op. cit.*, fig. 65), quoique les intercalations carbonatées n'aient pas l'importance qu'elles ont dans le Turonien, le classement du rapport calcaire/dolomie apparait meilleur. Trois zones très régulières sont individualisées par les lignes de rapport $\frac{Ca}{Do} = 4$ et $\frac{Ca}{Do} = \frac{1}{2}$ et ces trois zones s'ordonnent remarquablement, localisant les calcaires dominants au Nord, du côté de la Mésogée, les dolomies dominantes au Sud, du côté du continent et un domaine intermédiaire, large de plus de 150 km, régulièrement intercalé entre le premier et le deuxième.

L'exemple des carbonates du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien est d'une précision encore supérieure. La carte du rapport calcaire/dolomie, rappelée ci-contre (fig. V. 6) montre sur plus de 500 000 km², un classement remarquable, en auréoles concentriques parallèles aux bordures du bassin. La partie septentrionale – des confins mésogéens – et centrale, est le domaine où le calcaire est plus de deux fois supérieur à la dolomie ; puis, sur une zone relativement étroite, le calcaire devient égal à la dolomie, puis inférieur et enfin, il disparaît ; sur plus de 100 km – au minimum –, parfois sur plusieurs centaines de kilomètres, la dolomie reste le seul carbonate représenté. Ce classement géographique fait donc apparaître, à une échelle inaccoutumée, le calcaire comme le carbonate marin, tandis que la dolomie est par excellence le carbonate du domaine péricontinental.

Ces exemples auront suffi, je pense, à montrer l'intérêt intrinsèque des cartes de rapport. Mais, en outre, ces cartes sont d'une utilisation constante dans les opérations intermédiaires lors de l'élaboration des cartes de triangles et de tétraèdres dont nous allons dire maintenant quelques mots.

c) L'EXPRESSION DU FACIES PAR LA CONSIDERATION DE TROIS CONSTITUANTS ("triangles de lithofaciès").

La considération de trois constituants lithologiques suffit dans d'assez nombreux cas pour exprimer le faciès d'une unité stratigraphique : soit que cette unité ne contienne pas effectivement plus de trois constituants principaux ; soit que l'on regroupe un certain nombre de constituants pour obtenir trois groupes dont on cherche à suivre l'évolution. Ces cartes prenant ainsi en considération trois faciès ou groupes de faciès sont appuyées sur un triangle de lithofaciès et ce sont par conséquent, dans ce travail, *les premières à fournir une estimation de la composition totale de l'intervalle.*

Source : MNHN, Paris

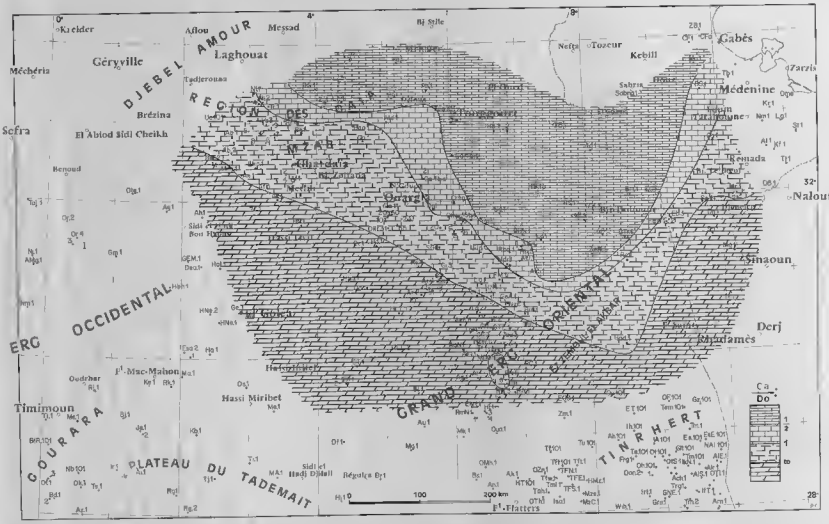


Fig. V.6. – Carte du rapport calcaire/dolomie dans le Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien : proportion des calcaires et des dolomies constituant les bancs de carbonates, à l'exclusion de la fraction carbonatée des marnes. La régularité et l'ampleur du classement sont frappantes : elles font apparaître, sans aucun doute possible et à une échelle inaccoutumée, le calcaire comme le carbonate du domaine le plus marin et la dolomie le carbonate du domaine soumis aux influences continentales.

Source : MNHN, Paris

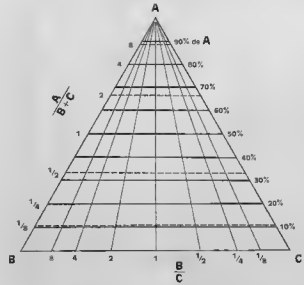


Fig. V.7. — Triangle de "lithofaciès" : répartition des constituants A, B et C d'un intervalle stratigraphique. Les pourcentages du constituant A de 10 en 10 sont indiqués par des traits épais ; les valeurs du rapport A/B + C sont indiquées en tiretés ; les valeurs principales (1/8, 1/4, 1/2, 1, 2, 4, 8) du rapport des constituants B et C sont indiquées par des traits fins.

Dans un triangle de lithofaciès (fig. V. 7), trois constituants sont choisis comme sommets d'un triangle A, B, C : chaque sommet est le lieu géométrique des coupes dont la teneur en l'élément correspondant est de 100 %. Chaque coupe peut être située dans le triangle en fonction des pourcentages de chacun des constituants A, B et C. D'après la méthode d'élaboration largement indiquée dans la littérature, après avoir reporté la position de toutes les coupes disponibles sur le triangle, on divise le triangle en un certain nombre d'aires judicieusement choisies et, cette opération étant faite, on reporte les aires obtenues sur la carte. Je dois dire que ce procédé ne m'a pas paru d'application commode. Car la difficulté n'est pas tant de grouper les points dans le triangle – ce qui n'offre pas de problème –, mais de déterminer des limites dont l'application sur la carte soit acceptable : il ne faut pas en effet que les aires correspondantes sur la carte aient une complexité qui décourage le dessin et l'interprétation ; il faut qu'elles aient une importance à peu près équilibrée, qu'elles se répartissent sur l'ensemble du domaine, etc. Or si le choix des limites s'opère *a priori* sur le triangle, il ne pourra être effectivement adopté sans que l'on ait jugé des possibilités d'application réelle sur la carte. Dès lors les essais risquent d'être très nombreux et . . . le temps perdu prohibitif. *Il m'a paru plus commode de déterminer les aires directement sur la carte ;* celles-ci étant reportées par la suite sur le triangle qui ne sert donc que de légende.

La détermination des aires sur la carte repose sur quelques principes mais demande surtout beaucoup de tâtonnements et de recherches. Ceux-ci consistent essentiellement en **élaboration de cartes partielles** : cartes partielles choisies en fonction de ce qui est connu de la composition de l'intervalle, en fonction aussi de la nature des trois constituants cardinaux et des rapprochements ou des oppositions qui apparaissent entre eux. Dans ces cartes partielles, on retrouve les deux-types ci-dessus décrits. Tout d'abord les *cartes d'isopourcentages.* Les pourcentages du constituant A (ou du groupe de constituants A) étant reportés sur une carte, les valeurs d'isopourcentages les plus judicieuses sont déterminées sur la carte même ; elles correspondent sur le triangle à des droites, parallèles au côté du triangle opposé à A, et se situent à une distance qui est fonction de la valeur du pourcentage. La même opération pourra être répétée avec un constituant B tant sur la carte que sur le triangle. Le double système de lignes ainsi obtenu délimite des aires qui peuvent suffire pour exprimer l'évolution des faciès (1). C'est ainsi que j'ai construit la carte de faciès du Cénomanien (*op. cit.*, pl. 44 ; fig. V. 9 ; fig. XII. 6) : quatre lignes d'isopourcentages – déterminant cinq zones avec la base et le sommet – et trois lignes d'isopourcentages pour l'ensemble anhydrite + sel. Mais le plus souvent on utilise aussi les *cartes de rapport* entre deux constituants (deux des trois sommets du triangle). La phase de recherches s'effectue encore sur la carte : toutes les valeurs numériques du rapport étant reportées ponctuellement sur la carte, il s'agit de déterminer les lignes d'isorapport qui fournissent la meilleure zonation. Cette détermination doit être faite, à mon avis, avec le seul souci d'arriver à une expression cartographique parlante, à l'exclusion de solution stéréotypée (par exemple adoption systématique des rapports 1/8, 1/4, 1/2, 1, 2, 4 et 8). Ces

(1) Je n'entre pas dans les complications de détail : par exemple le fait qu'il convient souvent de supprimer ces lignes d'isopourcentages à proximité d'un sommet correspondant à un constituant presque pur.

Source : MNHN, Paris

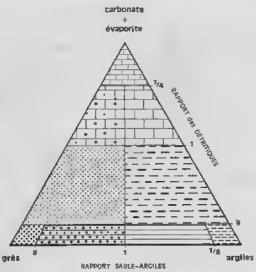


Fig. V.8. – Découpage du triangle standard choisi avec trois constituants particulièrement classiques : 1) carbonate et évaporite, 2) argile, 3) grès, d'après SLOSS, DAPPLES et KRUMBEIN, 1960.

lignes d'isorapport étant ainsi choisies, on les reportera sur le triangle là où elles se présenteront, sous la forme de droites issues du sommet opposé aux deux constituants considérés.

Pratiquement dans tous les cas la solution retenue combine des droites d'isopourcentages (parallèles à un côté du triangle) et des droites d'isorapport (issues d'un sommet). Il s'y ajoute d'autres droites, différents des deux groupes précédents, qui ne visent qu'à délimiter l'aire sur laquelle se situe l'ensemble d'un nuage de points sur le triangle. Les quelques exemples rappelés dans la figure ci-jointe (fig. V. 9) me dispenseront de plus longs commentaires.

Il convient par contre d'insister sur le fait qu'il m'a fallu, dans tous les cas traités, renoncer à l'emploi du triangle standard adopté en particulier outre-atlantique par de nombreux auteurs (voir plusieurs exemples dans Sloss, Dapples et Krumbein, 1960). Ce triangle standard (fig. V. 8), qui présente l'énorme avantage d'éviter toute recherche et tout tâtonnement et permet ainsi un gain de temps considérable ne peut être adopté, me semble-t-il, que dans le cas où les faciès de l'intervalle considéré se répartissent de façon homogène entre les trois pôles lithologiques qui ont été retenus. Le simple examen de quelques-uns des triangles rappelés ci-joint (fig. V. 9), parmi ceux que j'ai élaborés, prouve le caractère inadéquat de ce cadre pour la répartition des faciès en présence de laquelle je me suis trouvé : soit que le classement de ces faciès ait une répartition si régulière qu'une zonation plus fine que celle permise par le triangle standard puisse être restituée ; soit que la constitution d'ensemble ait tendu à se grouper dans une zone du triangle, laquelle mériterait alors un découpage plus fin que celui du triangle standard. Etant donné la complexité de la nature, il convient que nos méthodes et nos modes d'expression soient adaptés à chaque cas étudié ; et non de les introduire de force dans un cadre pré établi.

d) L'EXPRESSION DU FACIES PAR LA CONSIDERATION DE QUATRE CONSTITUANTS ("tétraèdre de lithofaciès").

La considération de trois constituants imposait souvent un regroupement arbitraire, lequel en outre faisait perdre à l'expression cartographique des informations précieuses : d'où le passage à des cartes mettant en jeu quatre constituants. La composition globale de chaque coupe est alors précisée par la situation d'un point au sein d'un tétraèdre, dont chaque sommet représente un des quatre constituants cardinaux. Alors que dans le triangle de lithofaciès un nuage de points correspondant à des coupes pas trop différentes était regroupé en une certaine surface, dans le tétraèdre chaque nuage de points sera regoupé en un volume plus ou moins complexe. Disons immédiatement que les avantages d'introduire un quatrième constituant – qui permet dans de nombreux cas de décrire les évolutions du faciès de façon assez complète – sont largement contrebalancés par les difficultés d'élaboration et de mise sur pied d'une solution simple, naturelle et suffisamment expressive.

De façon théorique, le découpage du tétraèdre pourra être réalisé soit par des plans d'isopourcentages, qui sont parallèles à l'une des faces, soit par des plans d'isorapport, plans qui contiennent l'une des arêtes du tétraèdre. Les figures ci-jointes (fig. V. 10) fournissent quelques illustrations de cas particulièrement simples, comme introduction aux exemples réels qui ont pu être élaborés.

Source : MNHN, Paris

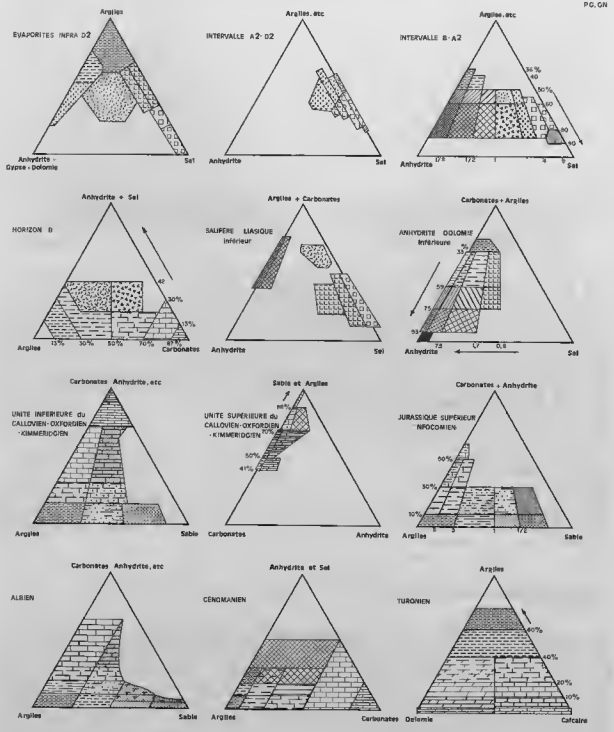


Fig. V.9. – **Quelques exemples de triangles de lithofaciés réalisés dans l'étude du Mésozoïque saharien. On notera l'extrême diversité aussi bien dans la nature des trois constituants ou groupe de constituants choisis que dans l'implantation des limites définissant les différentes aires : ces limites ont été imposées en règle générale par l'étude cartographique du problème posé.**

Source : MNHN, Paris

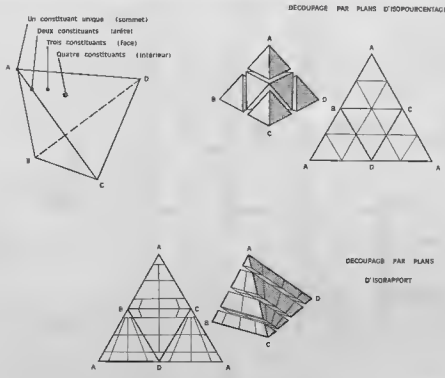


Fig. V.10. – Le tétraèdre de faciès (d'après Krumbein et Sloss, 1963, fig. 12.16 partiellement). La première figure précise la signification de chacune des positions possibles d'un point – représentant une coupe – par rapport au tétraèdre : sur un sommet (seul le constituant correspondant est présent) ; sur une arête (deux constituants) ; sur une face (trois constituants = cas du triangle de lithofaciès) ; à l'intérieur du tétraèdre (combinaison des quatre constituants, en quantité définie par la position du point).
La seconde figure montre un découpage par plans d'isopourcentages dans un cas particulièrement simple (50 % pour chaque groupe de constituants), reporté sur le tétraèdre développé (à droite) et en volume (à gauche).
La troisième figure correspond à un découpage par des plans d'isorapport.

1. LA SOLUTION STEREOTYPEE.

Etant donné les difficultés de localisation d'un point dans le tétraèdre, à partir de sa composition globale, et surtout des difficultés de regroupement en volumes élémentaires correspondant à des aires naturelles sur la carte, il a été proposé ici encore une solution simple et stéréotypée. Il s'agit du découpage élaboré par Mc Kee et largement utilisé dans l'"U.S.G.S. jurassic and triassic paleotectonic maps folios, 1956, 1959". J'ai moi-même adopté cette solution simple dans quelques cas où elle permettait une bonne expression des phénomènes naturels et c'est sur un de mes exemples que j'en donnerai quelques commentaires : celui du Lias-Dogger inférieur.

Les quatre constituants cardinaux retenus sont les argiles, les carbonates, le sel et l'anhydrite. Le tétraèdre de faciès a été divisé en vingt-quatre volumes élémentaires à l'aide de plans d'isopourcentage et d'isorapport. On considère d'abord le pourcentage du total que représente la somme "argile + carbonate" – ou le pourcentage complémentaire de la somme "sel + anhydrite" – par les valeurs remarquables 100 %, 80, 50, 20 et 0 (fig. V, 11). Pour les coupes où l'ensemble "argile + carbonate" représente 80 % ou plus du total, on néglige le *rapport* des quantités de sel et d'anhydrite, ne prenant en considération que le rapport argile/carbonate : les valeurs 4, 1 et 1/4 suffisent à préciser la position d'une coupe dans les volumes élémentaires U, V, W, X. Si l'ensemble "argile + carbonate" représente 80 à 50 %, on considère à la fois la valeur du rapport argile/carbonate ; mais également le fait que le sel domine sur l'anhydrite ou *vice versa :* ainsi se trouvent définis huit autres volumes élémentaires : Q, R, S, T, M, N, O, V. De la même façon on subdivise la partie où la somme "sel + anhydrite" représente plus de 50 % du total. Ainsi la définition de vingt-quatre volumes élémentaires a pu être précisée à l'aide de valeurs extrêmement simples de rapports et de pourcentages combinés.

Source : MNHN, Paris

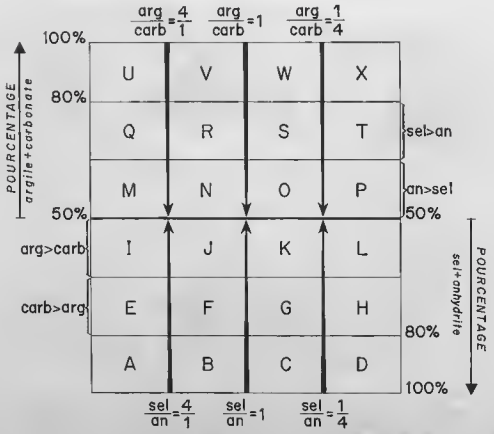


Fig. V.11. — Tableau de répartition des coupes en fonction de la composition lithologique globale du Lias-Dogger inférieur (quatre constituants cardinaux : argile, carbonate, sel, anhydrite) : les lettres affectées à chaque case correspondent au volume élémentaire du tétraèdre de la fig. V.12.

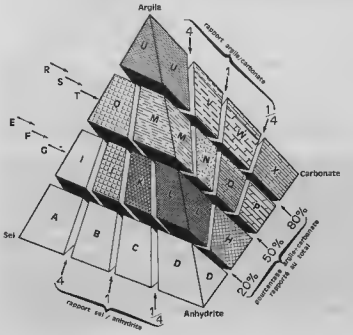


Fig. V.12. — Tétraèdre servant de légende à la carte de faciès du Lias-Dogger inférieur (*op. cit.*, pl. 23 ; ci-dessous fig. VIII.2), avec quelques-unes des valeurs de pourcentages et de rapports qui ont servi à le construire et à définir les volumes élémentaires (A, B, C, ... X) : cf. fig. V.11. On notera que sur l'arête *argile-carbonate* ont été dessinés deux volumes supplémentaires, non énumérés dans le texte, ni dans le tableau précédent : il s'agit de coupes ne comportant ni sel, ni anhydrite que j'ai tenu à distinguer des autres coupes entrant dans les volumes V et W qui peuvent comporter jusqu'à 20 % de sel ou d'anhydrite. Les volumes correspondants devraient évidemment se réduire à l'arête : ils n'ont été grossis que pour être rendus visibles.

Source MNHN, Paris

La signification du tableau et du tétraèdre correspondant (fig. V. 11 et 12) ayant été ainsi exposée et précisée, j'ajouterai seulement quelques mots sur le mode opératoire pratique. Etant donné la constitution de chaque coupe, exprimée en pourcentages des quatre constituants cardinaux, on placera ces coupes dans un des volumes (A, B, C .. , X) par la simple considération des valeurs ci-dessus énoncées : pourcentages de la somme "argile / carbonate" ; rapport argile + carbonate ; sel > anhydrite ou *vice-versa*, etc. A titre d'exemple quelques-unes des coupes du Lias-Dogger inférieur (désignées par le sigle du sondage) ont ainsi été situées dans les cases définies par ces valeurs et appelées du nom du volume élémentaire correspondant.

H = To.1, Tog. 101, Me.1, Hfl.1, OS.1, Mr.1, ZB.1.
J = Ld.1, Arb.1, ZeN.1, FM.1, Rb.1, Ks.1, Brd.1.
K = Sd.1, ZK.1, Gef.1, ZAr.1, BTr.1, Re.1, Mdr.2, Rb.3bis, SG.1, On.1, Omp.35, Onm.75, Ar.4, Gi.1.
L = Hn.1, Gd.1, Ok.101, Omg.57, Hba.1, RS.1, SB.1, Sn.1, DB.1, Dn.1, Hn.2, O1.1, Okj.60, Oa.1, Okr.31, Ag.1, Aj.1.
M = Md.20, HL1.1, EA.1, Md.16, Qd.1, HL1.2, Ar.101.
N = Hd.1, Mg.1, Ak.1, HA.1, Bel.1, Otg.1.
O = Meg.1, Hal.1, Te.1, Ph.1, Ah.1.
P = Ald.1, Baa.1.
Q = Ns.1, La.1, Nz.1, Nz.2, Mf.101, Tou.3.
V = N1.2, Li.1, Lg.1, Hr.8.
W = Uc.101, Li.3, Pa.1, Pg.1, Ga.1, Taj.1.
X = Be.1.

Cette répartition étant faite, il convient d'affecter à chaque emplacement de coupe (point d'implantation du sondage) la couleur ou le figuré du volume élémentaire dans lequel est tombée cette coupe de par sa constitution lithologique. Puis pour passer de cette représentation ponctuelle à la carte, on réunit ces données de la façon la plus simple et la plus naturelle possible, en tenant compte évidemment de l'ensemble du contexte géologique. Il peut être plus aisé pour construire la carte de ne pas opérer ce report ponctuel, mais de tracer les différentes lignes correspondantes (argile + carbonate = 80 % ; 50 % ; 20 % ; etc. ; argile/carbonate = 4 ; 1 ; 1/4, etc.), à partir de ces valeurs sur la carte, et de déduire grâce à l'ensemble de ces lignes les aires correspondant aux différents volumes élémentaires du tétraèdre (A, B, C .. N). Cette dernière méthode qui doit amener au même résultat que la précédente, m'a paru plus commode, plus rapide et plus précise. Bien entendu, on retrouve, avec ce tétraèdre au découpage stéréotypé, les inconvénients du triangle standard amplifiés même dans le cas présent. Aussi ai-je recherché le plus souvent une solution qui s'adaptât à la composition effective de l'intervalle stratigraphique en cours d'étude. **Il est tout à fait exceptionnel en effet que la répartition des faciès soit suffisamment homogène entre les quatre constituants cardinaux pour que le tétraèdre de l'U.S.G.S. permette de fournir une carte parfaitement équilibrée** ; au contraire le plus souvent les coupes tendent à se grouper dans une certaine zone qu'il convient alors de détailler beaucoup plus. Par exemple il est souvent important de cartographier de façon particulière les zones dont les coupes correspondent sur le tétraèdre à une face (absence totale d'un constituant) ou à une arête (absence totale de deux constituants).

2. LES SOLUTIONS SUR MESURE.

En l'absence d'une solution stéréotypée, la méthode à employer mettra en jeu principalement deux des quatre triangles servant de face au tétraèdre et la combinaison de nombreuses cartes partielles correspondant à telles valeurs de pourcentages ou de rapports. Seul un exemple sera illustré et commenté, celui du Bathonien. On est d'abord amené à réunir dans certaines opérations les constituants deux à deux d'une part : carbonates et anhydrite, ensemble parfois nommé – très improprement – ci-dessous les "chimiques" ; et d'autre part argiles + sable. Les pourcentages des chimiques de l'ensemble des coupes étudiées s'ordonnent remarquablement sur une carte (fig. V. 13), ainsi qu'en font foi les lignes 75 %, 61 %, 32 %, 14 %(1). Ces différentes lignes pourront être reportées sur un triangle (fig. V. 14, partie gauche) dont les sommets sont respectivement 1) les carbonates +l'anhydrite (les "chimiques") ; 2) les argiles ; 3) les sables. Par ailleurs les valeurs du rapport argile/sable se classent en un certain nombre de zones délimitées par les lignes # 1, 3, ∞ (sable absent) : on reporte ces lignes sur le triangle. Enfin la considération du rapport carbonate/anhydrite permet également d'observer un très bon classement des valeurs : les lignes 1, 2, 4 et l'∞ sont celles qui s'imposent sur la carte pour exprimer ce classement. Un tel rapport ne peut évidemment être reporté sur le triangle pris

(1) Ces valeurs non rondes, et par là même un peu surprenantes, correspondent aux lignes qui enveloppent le plus simplement sur la carte les données de tous les sondages sans en abandonner, ni en modifier.

Source : MNHN, Paris

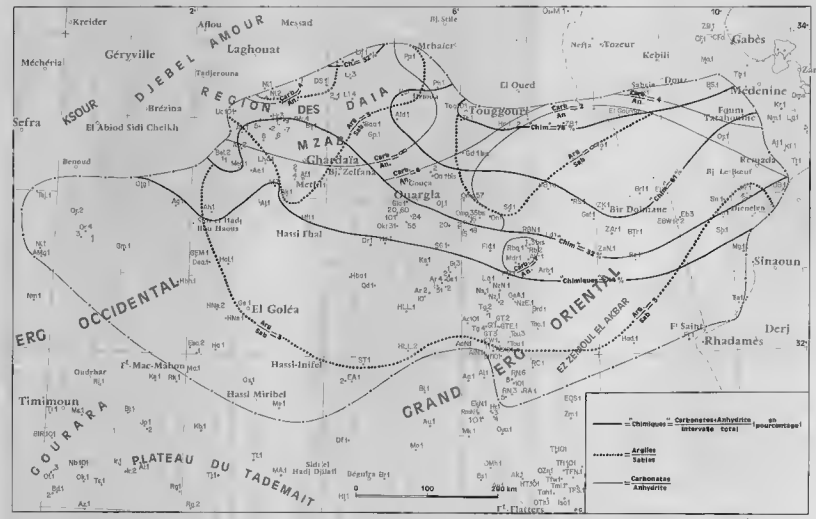


Fig. V.13. – Principales lignes d'isofaciès du Bathonien tracées sur la carte d'après les valeurs numériques se rapportant à chaque sondage (ces dernières ont été supprimées sur l'édition définitive étant donné la petitesse de l'échelle).

Source : MNHN, Paris

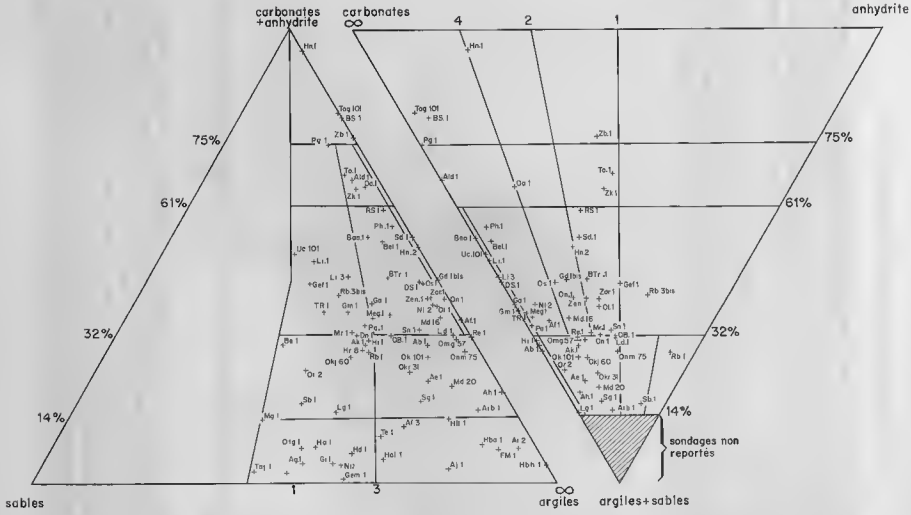


Fig. V.14. — Triangles de faciès du Bathonien. Le premier, à gauche, prend en considération 1) les "chimiques" (= carbonates + anhydrite) ; 2) sable ; 3) argile. Le second, à droite, comprend 1) carbonates ; 2) anhydrite ; 3) argile + sable. La disposition adoptée met en correspondance le rapport $\frac{\text{carbonate + anhydrite}}{\text{sable + argile}}$ dans chacun des deux triangles : les secteurs délimités par les droites d'isorapports dans les zones homologues d'isopourcentages permettront, dans ces conditions, de déterminer directement les volumes élémentaires du tétraèdre (fig. V.15).

Source : MNHN, Paris

en considération, on dessine donc un autre triangle complémentaire du précédent (Fig. V. 14, partie droite), où les "chimiques" sont distingués, mais où par contre argile et sable sont regroupés sur un seul sommet. Ces deux triangles étant disposés côte à côte les sondages doivent se trouver à la même hauteur dans chacun d'eux, puisque cette hauteur correspond dans l'un et l'autre cas au pourcentage des chimiques/total (ou au pourcentage complémentaire de argile + sable/total) ; de même les lignes d'isopourcentages retenues ci-dessus se trouvent à la même hauteur. Et, sur ce second triangle, les lignes du rapport carbonate/anhydrite peuvent parfaitement être localisées.

Les deux triangles ainsi construits peuvent être considérés comme deux des faces d'un tétraèdre. C'est ce qui a été fait sur la fig. V. 15 par une simple mise en perspective des deux triangles et en habillant de figurés lithologiques les aires délimitées par les droites de rapport et de pourcentage. Mais, présenté de cette façon, le tétraèdre n'offre que peu d'intérêt, car seules les *faces* y sont visibles, lieu géométrique des coupes ne comportant pas d'anhydrite pour la face de gauche ou pas de sable pour celle de droite. Or un coup d'œil sur les deux triangles établit à l'évidence que le double jeu d'aires apparaissant sur ce triangle délimite un grand nombre de volumes élémentaires *au sein* du tétraèdre.

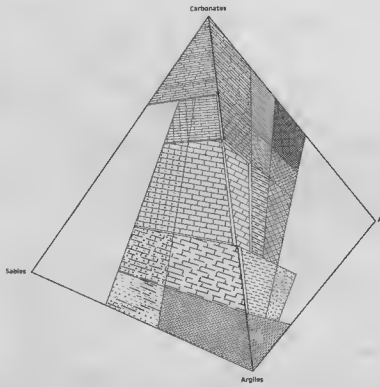


Fig. V.15. — Le tétraèdre directement déduit des deux triangles de faciès du Bathonien : les droites de pourcentages et les droites de rapport ont été mises en perspective et les différentes aires habillées de figurés évoquant la nature lithologique.

La considération des aires de chacun des triangles qui comportent des sondages (les seules à être intéressantes) et de l'intersection de leur prolongement avec les aires de l'autre triangle a suffi pour délimiter ces volumes : une représentation dans l'espace peut en être donnée à condition d'éclater le tétraèdre et de dessiner ces différents volumes séparés les uns des autres (fig. V. 16). Chaque volume comporte en outre l'indication des coupes correspondantes, ce qui facilite le rapprochement avec les différentes zones des triangles. C'est ainsi que, sur le triangle de faciès de gauche (fig. V. 14), le petit triangle sommital (vers le sommet "carbonate + anhydrite"), délimité par l'isopourcentage 75 %, déterminera, en combinaison avec les quatre quadrilatères correspondants du triangle de droite, trois pentaèdres (Fig. V. 16) contenant respectivement BS. 1 et Tog. 101 pour le premier, Hn.1 pour le second et ZB.1 pour le troisième. Dans la zone sous-jacente (75 à 61 %) les trois quadrilatères du premier triangle se combineront avec les trois quadrilatères du second

Source : MNHN, Paris

pour donner neuf hexaèdres dont sept seulement ont été représentés. Je n'insiste pas sur ces constructions dont les difficultés ne sont jamais d'ordre théorique de toute façon.

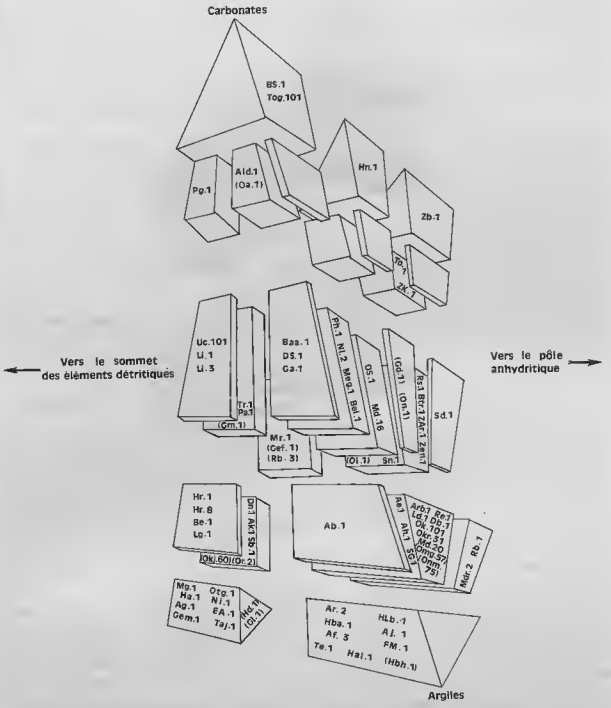


Fig. V.16. — Les volumes élémentaires du tétraèdre du Bathonien, après suppression des parties les plus proches des sommets "anhydrite" et "sable". Ces volumes élémentaires sont directement déduits des triangles. La correspondance entre les uns et les autres est rendue évidente par le report des coupes de sondages dans ces volumes élémentaires.

Source MNHN, Paris

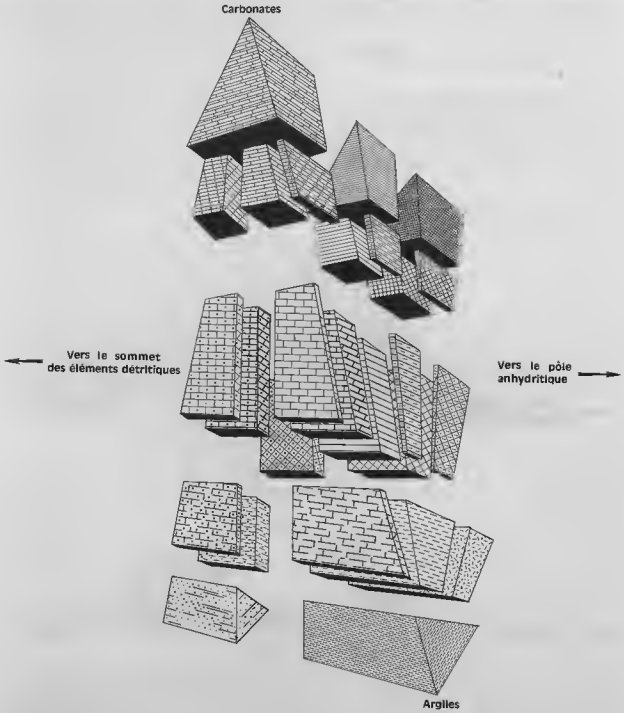


Fig. V.17. – Les mêmes volumes élémentaires du tétraèdre éclaté, habillés de figurés lithologiques qui correspondent exactement à ceux de la carte (faciès du Bathonien) dont la présente figure constitue la légende. On comparera à la fig. V.15.

Source : MNHN, Paris

La dernière opération consiste à habiller les volumes élémentaires du tétraèdre ainsi éclaté de figurés lithologiques aussi expressifs que possible. C'est cet essai qui a été tenté sur la fig. V. 17 qui se présente donc comme la légende définitive de la carte de faciès du Bathonien. On notera les analogies avec le tétraèdre non éclaté de la fig. V. 15 et en même temps les progrès considérables que la méthode a permis de réaliser. Il est évident que le tétraèdre de l'U.S.G.S. eût fourni une zonation beaucoup moins fine et par conséquent une image beaucoup moins expressive et beaucoup moins détaillée : son adoption automatique aurait représenté une perte d'information eu égard au nombre et à la qualité des données analytiques et eu égard également au classement remarquablement naturel des valeurs numériques issues de ces données.

Il ne reste plus qu'à compléter la carte. Les différents volumes élémentaires se retrouvent bien entendu dans les différentes aires de la carte, délimitées par les mêmes valeurs remarquables. Il suffit alors de les habiller des mêmes figurés. Le résultat final a fait l'objet d'une planche d'une publication précédente (*op. cit.*, pl. 24) et sera rappelé sous une forme schématisée dans le présent ouvrage (Fig. VIII. 7).

D'autres cartes de faciès appuyées sur des tétraèdres, découpés de façon plus ou moins complexe, ont été élaborées et publiées par mes soins. Il s'agit du mode de représentation qui offre le plus de ressources dans l'état actuel des procédés graphiques. En fait on voit mal d'ailleurs les progrès qui pourraient être réalisés dans cette voie. Car le tétraèdre, à côté de ressources et de possibilités immenses dont j'ai essayé de donner une idée dans ce texte, représente un degré de complication non négligeable : complication et difficultés d'élaboration qui coûtent énormément de temps, en particulier dans la recherche des pourcentages et des rapports à prendre en considération, puis dans la détermination des valeurs numériques correspondant à des lignes d'isopourcentages ou d'isorapports aussi naturelles et aussi expressives que possible ; complication dans la réalisation graphique (minutie et difficulté du dessin, impossibilité de trouver une gamme de trames mécaniques en rapport direct avec la zonation lithologique établie) ; mais complication, enfin et surtout, dans l'interprétation. Tant d'efforts pour arriver à une expression du faciès parfaitement synoptique sont inutiles s'ils aboutissent à une image d'une complexité telle qu'elle demande au lecteur un effort d'interprétation trop long et trop soutenu. Pour cette raison, il m'est arrivé après avoir élaboré des tétraèdres aux découpages les plus complexes de revenir aux cartes à un seul constituant : c'est ainsi que pour la barre aptienne, aucune carte de faciès ne m'a paru plus expressive et d'intérêt sédimentaire plus grand que les simples courbes d'isopourcentage des carbonates (*op. cit.*, fig. 84) ou celles des argiles (*op. cit.*, fig. 86) pratiquement complémentaires des précédentes.

e) CONCLUSIONS.

Les cartes destinées à exprimer la nature lithologique d'un intervalle stratigraphique et son évolution géographique ont, dans cette étude du Mésozoïque saharien, une certaine variété. Les unes ne fournissent que des données partielles : cartographie d'un seul constituant lithologique, soit en épaisseur cumulée (isolithes), soit en pourcentage que représente l'épaisseur cumulée par rapport à l'épaisseur de l'intervalle total (isopourcentages) ; cartographie de deux constituants, l'un par rapport à l'autre (courbes d'isorapports). Les autres cartes renseignent sur la nature lithologique globale, soit par la considération de trois constituants, la légende étant alors figurée sous la forme d'un triangle de lithofaciès, soit par la considération de quatre constituants différents, appuyée sur un tétraèdre de faciès, dont le découpage peut atteindre une extrême complexité. Ces moyens d'expression qui se généralisent dans la littérature moderne, tendent à fournir réellement une description en volume, dans les trois dimensions de l'espace, qui apportent, semble-t-il, un progrès considérable par rapport aux coupes que l'on trouvait jusqu'alors dans les travaux géologiques les plus courants.

Par ailleurs il me paraît important de souligner une particularité de ces cartes de faciès. Parce qu'elles expriment en chaque point la composition *globale* de l'intervalle considéré, elles ne peuvent qu'infléchir sinon déformer la réalité dans le sens d'une évolution continue. Par exemple si dans une certaine direction les bancs calcaires d'un intervalle stratigraphique disparaissent les uns après les autres, la carte isolithe du calcaire (dessinée isolément, ou en combinaison au sein d'un triangle de lithofaciès) montrera dans la même direction une diminution parfaitement progressive et continue. Et l'on pourra en déduire un *passage* également *continu* entre les milieux marin où a été engendré le calcaire et le milieu non marin où se sont déposées les couches auxquelles passent le calcaire. Or il est évident que l'image synthétique fournie par la carte de faciès risque d'aggraver cette impression de passage continu : car à considérer un seul banc le domaine calcaire et le domaine non calcaire se trouveraient plus brutalement séparés. Nous reviendrons sur ces problèmes d'interprétation dans la suite de ce texte.

Source : MNHN, Paris

III. LA SUPERPOSITION DES CARTES D'EPAISSEURS ET DES CARTES DE FACIES

Le plus souvent pour cartographier un intervalle stratigraphique de façon complète on superpose les courbes d'isopaques et la représentation des faciès. Ainsi se trouvent exprimées, de façon immédiatement comparable, la valeur de subsidence, qui appelle le phénomène sédimentaire et en conditionne la continuation, et la nature des apports. Ce procédé a déjà été largement employé et des auteurs ont noté que "en général, les limites entre les zones de lithofaciès ont un tracé présentant une parenté avec l'alignement des courbes isopaques" (Burollet, 1956, p. 17). Krumbein (1952, p. 207-208), d'autre part, envisageant les différentes relations possibles entre courbes isopaques et zones de faciès, déclare à propos des cas où ces lignes sont franchement discordantes : "These latter patterns are often among the most difficult to interpret, but they suggest that while one ratio responds to general tectonic conditions, the other ratio-line may respond to local sources, currents, or other conditions".

Certes le Mésozoïque saharien offre *des exemples d'une certaine concordance entre le tracé des isopaques et des zones de faciès.* Les zones de rivages sédimentaires, d'extrêmes amincissements ou de biseautage sont préférentiellement les plus riches en sédiments clastiques et les plus pauvres en éléments océaniques (carbonates, évaporites) (1). Quelques zones plus ou moins étroitement localisées montrent également la coïncidence de subsidence très faible et de faciès "anormaux" dans le contexte général : on verra que, dans l'histoire mésozoïque, le môle de Rhourde-el-Baguel s'est ainsi souvent singularisé par la nature de ses faciès ; que le seuil nord-saharien semble d'une richesse exceptionnelle en carbonates au Lias-Dogger inférieur et au Bathonien ; que le dôme de Djeffara représente à l'Apto-Cénomanien une autre zone de coïncidence entre des épaisseurs exceptionnellement faibles et une nature quasi intégralement carbonatée. Disons en conclusion que les enseignements de ces superpositions concordantes ne sauraient être négligés, mais que celles-ci sont loin de représenter le cas général dans le Mésozoïque saharien.

Au contraire l'indépendance des lignes d'isopaques et d'isofaciès est la règle, sinon même leur obliquité. Et, sans trop anticiper dans ce chapitre de méthodes sur l'exposé des résultats, je tenterai d'en donner la raison sous la forme d'un principe général : alors que les zones isopaques ont fréquemment un allongement nord-sud (2), les zones de faciès successives s'étirent au contraire de l'Ouest à l'Est ou plutôt de l'Ouest – Nord - Ouest à l'Est – Sud-Est, entre le domaine marin de la Mésogée et celui continental du Nord-Ouest du bouclier africain. Ce *principe* se vérifie avec de nombreux intervalles stratigraphiques, qui se présentent sous des faciès complètement différents. Ainsi du Salifère principal, dont j'ai déjà (G. Busson, 1968) tiré argument, du point de vue des processus sédimentaires et de la genèse des évaporites, de cette indépendance entre courbes isopaques et zones lithologiques. Ainsi du Lias-Dogger inférieur, aux sédiments encore surtout évaporitiques ; du Bathonien, argilo-gréseux, argileux et évaporitique ; du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien, carbonaté, argileux et argilo-gréseux ; du Jurassique supérieur-Néocomien, qui fournit un très bel exemple dans la partie septentrionale de la plateforme saharienne, depuis les sédiments gréseux jusqu'aux sédiments carbonatés, en indépendance complète des courbes isopaques ; ainsi de l'Aptien argilo-carbonaté ; de l'Albien, gréseux et carbonaté ; etc. Cette indépendance des lignes isopaques et des lignes d'isofaciès, cette obliquité, ce croisement à la perpendiculaire même dans certains cas, est d'un extrême intérêt dans l'interprétation des processus sédimentaires ; j'y reviendrai ci-après dans la troisième partie du présent ouvrage.

IV. LES CARTES PALEOGEOLOGIQUES

On a pris l'habitude, à la suite de A. Levorsen, d'appeler cartes paléogéologiques *(paleogeological maps)* la carte géologique d'une surface sous-jacente à un certain niveau coïncidant le plus souvent avec la surface de base d'une discordance. En fait si ce nom est bien dû à Levorsen, ce type de représentation est bien plus ancien puisque Marcel Bertrand l'avait déjà imaginé en 1892. Les "cartes géologiques du fond de la première mer crétacée" conçues et dessinées par cet auteur pour le Boulonnais, la Sarthe, le Dorsetshire, le Berry, la

(1) C'est le contexte saharien qui permet d'assimiler, dans une certaine mesure, les carbonates à des éléments océaniques. On peut en effet penser, étant donné le caractère très terrigène des bassins – versants et des zones d'alimentation à matériel paléozoïque, que les calcaires lacustres n'ont jamais pris un développement important.

(2) Car ce Mésozoïque saharien apparaît à de nombreuses époques comme le "fond" – long de plus de 1 000 km à certaines périodes – et le prolongement du bassin constantino-tunisien.

Source : MNHN, Paris

carte géologique du fond de la mer éocène pour l'Artois, correspondent très exactement à ce que nous appelons maintenant des cartes paléogéologiques. Quelques lignes de cette publication méritent d'ailleurs d'être rappelées (p. 121) :

"J'exposerai d'abord le principe de la méthode dont je me suis servi, et qui se borne en somme à une interprétation plus complète des faits consignés dans les cartes géologiques. Quand un terrain repose transgressivement sur d'autres terrains plus anciens, comme cela a lieu pour le Crétacé sur tous les bords du bassin de Paris et sur ceux du bassin de Londres, la carte géologique permet de reconnaître, tout le long des affleurements actuels, quel est le terrain sur lequel en chaque point le Crétacé s'est déposé, c'est-à-dire le terrain qui, au moment de ce dépôt, affleurait au fond de la mer crétacée. Si l'on avait pour tous les points la nature de ce fond de mer, on aurait par là même la *carte géologique*. Or, il se trouve dans la plupart des cas que le nombre des points connus est suffisant pour reconstituer les contours de cette carte avec une grande approximation, surtout si l'on suppose que le fond de mer avait été à peu près nivelé par la transgression crétacée".

Je rappellerai aussi que Marcel Bertrand déduisait de ces cartes que les couches jurassiques du fond de la mer crétacée avaient été plissées avant le dépôt du Crétacé. Confrontant la localisation de ces plissements à une carte structurale de l'état actuel de ces terrains crétacés, il en concluait à la "superposition exacte des plissements post-jurassiques et des plissements anté-jurassiques".

Un progrès restait à réaliser dès lors que l'on prenait conscience du fait que les couches sus-jacentes à une discordance ne correspondent pas partout au même niveau stratigraphique : car il y a eu souvent gain progressif du domaine sédimentaire et étalement graduel de la transgression discordante. Le niveau transgressif – sus-jacent à la discordance – devenait alors lui aussi justiciable d'une carte géologique. Dans la littérature américaine, abondante à ce sujet, le premier type de carte est parfois appelé *subcrop map* ; le second, *worm'eye map* ou *supercrop map*. Je n'ai pas cru devoir forger un nom nouveau pour ces représentations, que j'ai désignées par une périphrase : par exemple (Fig. VI. 1) pour les deux faces de la discordance Mésozoïque/Paléozoïque ("discordance hercynienne") la carte inférieure est la "carte géologique du substratum des séries mésozoïques" ; la carte supérieure : "carte de la transgression mésozoïque (âge et nature de la série discordante sur le matériel paléozoïque)".

En dehors du fait que j'ai systématisé – grâce à la densité du réseau de sondages et à la précision de ses données – ce type de cartes dans mon étude du Mésozoïque saharien, mon apport à ce mode d'expression des résultats consiste surtout dans la *présentation* de ces cartes toujours complémentaires, puisque correspondant aux deux faces d'une même discordance (surface à deux côtés). Il m'a semblé que la meilleure manière de souligner ce lien était une représentation solidaire, les deux surfaces – la surface infra-discordance et la surface supra-discordance – étant séparées, ouvertes comme un livre, et représentées en perspective dans cet état. A ces surfaces sont ajoutées des coupes et les deux cartes en perspective deviennent alors deux blocs-diagrammes accolés par le bord distal jouant le rôle de charnière.

La "discordance hercynienne" du domaine saharien étudié a fait l'objet d'un bloc-diagramme double (fig. VI. 1) réalisé suivant ces principes. De même la carte de la discordance crétacée principale (barrémienne, aptienne) du Sud-tunisien et du Nord de la Tripolitaine, rappelée ci-contre (fig. V. 18). D'autres blocs ont été conçus de façon un peu différente par l'intégration de données supplémentaires. Ainsi, par exemple, dans le bloc de la discordance crétacée du Sud-tunisien (G. Busson, 1967, h.t. coul.) des isopaques de la formation crétacée discordante ont été dessinées sous le bloc supérieur, précisant en chaque point l'évolution de ce Crétacé que les coupes ne pouvaient faire connaître qu'en position frontale. L'ensemble du bloc double met ainsi clairement en évidence le décalage radical des zones subsidentes et des zones résistantes de ce Sud-tunisien avant et pendant l'Apto-Cénomanien. Dans le bloc de la discordance Mésozoïque/Paléozoïque d'une partie du Sahara septentrional (*op. cit.*, fig. 19), aux cartes géologiques des surfaces inférieure et supérieure s'ajoutent des isopaques et en outre une esquisse des accidents topographiques ayant pu marquer cette discordance, avec le rôle des différentes couches paléozoïques dans la constitution de ces reliefs et également leur rôle dans la sédimentation du Mésozoïque et les phases de leur ensevelissement.

Un autre exemple enfin, plus élaboré, est apporté par la carte de l'Albien sur le Barrémo-Aptien du Gassi-Touil (*op. cit.*, fig. 88 ; fig. XI. 2). Dans ce cas une carte paléogéologique (surface inférieure) n'aurait eu d'intérêt que sur quelques structures localisées et plus ou moins profondément érodées sous le coup de surrections anté-albiennes ; partout ailleurs en effet l'Albien est concordant sur le Barrémo-Aptien. Dans ce vaste domaine, j'ai donc figuré les isopaques de ce Barrémo-Aptien : grâce à ces courbes on décèle d'autres zones ascendantes aux épaisseurs très minimes – non décelables sur la carte paléogéologique puisque le Barrémo-Aptien n'a pas fini d'y être crevé – ; mais on observe aussi et surtout des fosses, d'une épaisseur extraordinaire pour la plateforme saharienne (plus de 1 000 m) et qui jouxtent immédiatement les structures les plus ascendantes (exemple : Ouest d'Hassi-Touareg ; Ouest de Rhourde-Nouss). Quant à la surface supérieure, hormis un secteur du Sud-Ouest où le Cénomanien a localement débordé le secteur d'extension de l'Albien, il s'agit partout des grès albiens. Il m'a alors paru intéressant de faire figurer des isopaques de ces grès : car on observe ainsi que ceux-ci sont affectés d'amincissements importants à la verticale des structures anté-albiennes, ci-dessus signalées ; soit que la transgression ait été plus tardive sur ces structures, soit que la

Source MNHN, Paris

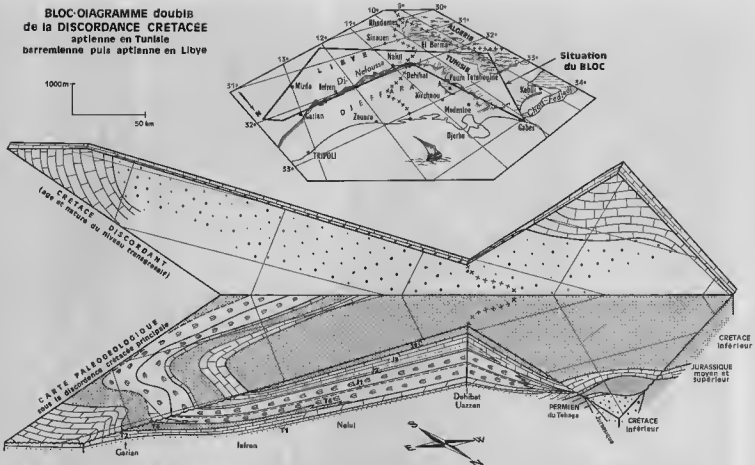


Fig. V.18. – Bloc-diagramme double représentant la principale discordance crétacée du Sud-tunisien et du Nord de la Tripolitaine (barrémienne (?) et aptienne en Tripolitaine, aptienne dans le Sud-tunisien) : carte paléogéologique et coupes sur le bloc inférieur ; nature et âge du Crétacé discordant sous le bloc supérieur et sur les parois (coupes). En cartouche, schéma de situation. D'une extrémité à l'autre du bloc la distance est de plus de 350 km.

Carte paléogéologique et coupes correspondantes : Signification stratigraphique des indices et séries de Libye (au sens Magnier 1963)

JsC : Jurassique supérieur-Néocomien (Purbeckien-Wealdien)	Formation de Cabao
J3 : Callovien-Oxfordien (Kimmeridgien ?)	Calcaire de Scecaciuch
J2 : Bathonien	Formation de Tigi
J1 : Lias-Dogger inférieur	Formation des Abreghs et Bu-en-Niran
T4	Formation de Bir-el-Ghnem (et localement dolomie de Bu-Gheilan)
T3 : Trias et Lias (Evaporites inférieures)	Formation de Bu-Sceba
T2 : Trias supérieur (Trias dolomitique ou dolomie du Rehach)	Formation d'Azizia
T1 : Trias moyen (Trias gréseux)	Formation de Ras-Hamia

Carte du Crétacé discordant

Les grès grossiers du "Barrémien" (formation de Chicla) reposent en concordance sur le Néocomien en Tunisie ; en discordance sur le Néocomien, le Jurassique et le Trias dans une partie de la Libye (C.P.T.L., 1962). Eux-mêmes ont été dépassés par la transgression des carbonates apto-cénomaniens.

Source : MNHN, Paris

subsidence y ait été aussi prolongée, mais moins forte. Dans ce cas également l'intérêt de cette disposition mettant en regard les phénomènes infra et supra-discordance me paraît évident.

Le développement inaccoutumé donné dans mes différentes publications sur le Mésozoïque saharien aux cartes paléogéologiques a été permis par le nombre considérable de sondages qui ont reconnu la série stratigraphique de ce Mésozoïque saharien. Ces cartes complètent remarquablement les cartes en isopaques et les cartes de faciès. Car la cartographie des deux faces d'une même surface de discordance fournit des éléments précieux et précis sur toute une tranche de l'histoire d'une région. L'élaboration de la surface sous-jacente localise les zones ascendantes, précise les aires de plissement éventuel et l'importance des mouvements. Cette élaboration peut s'être étendue sur une longue période de temps, la surface étant typiquement polygénique. Quant à la surface supérieure, le seul fait que l'on puisse en produire une carte géologique établit que l'ensevelissement d'un socle, auparavant exondé et soumis à l'érosion, n'a pas été le fait d'un épisode transgressif instantané mais le gain progressif de longues périodes géologiques ; ceci au moins sur la plateforme saharienne ici étudiée, du fait de sa taille considérable.

V. CONCLUSIONS

Les intervalles stratigraphiques étudiés dans mes publications sur le Mésozoïque saharien ont été systématiquement décrits à l'aide de cartes : cartes d'épaisseurs, toute une gamme de cartes de faciès, cartes paléogéologiques, etc. Ce mode d'expression des résultats présente une certaine originalité par rapport à de nombreux travaux géologiques où les coupes et éventuellement les schémas panoramiques constituent le fond même de l'illustration (1). Il a été permis par le nombre et la densité des coupes offertes par les sondages et les affleurements, par la possibilité de corrélations d'une précision et d'une extension exceptionnelles, par la qualité des études de faciès effectuées sur ces coupes (affleurements bien exposés ; surveillance géologique et diagraphies pour les coupes de forages). Ces données apportaient une connaissance du bassin *en volume* – et non plus en surface ou le long de certaines bandes d'affleurements privilégiées – connaissance qui ne pouvait être exprimée que par des cartes.

L'ensemble de ces cartes constitue, à mon sens, un des meilleurs éléments de connaissance de la paléogéographie. Elles localisent de façon immédiate le bassin sédimentaire et ses différentes zones d'épaisseurs, les régions résistantes, cratoniques, et les structures ascendantes. Elles précisent la situation et l'importance des zones nourricières de la sédimentation clastique et la taille et l'ampleur des épandages correspondants, l'extension des séries marines ou à tendance marine ; elles suggèrent souvent la présence d'un domaine "intermédiaire" dont les évaporites ne constituent pas le témoin le moins remarquable et le moins extraordinaire. Bref elles décrivent non seulement les mouvements du bassin et de sa périphérie mais aussi le jeu antagoniste et alternativement victorieux des apports continentaux et des influences océaniques ; elles évoquent les différentes phases climatiques. Au total, elles permettent de reconstituer merveilleusement toute l'existence du bassin.

(1) J'ai déjà souligné par ailleurs un inconvénient mineur de cette présentation relativement nouvelle : "Cette expression cartographique, précisant le maximum de données dans les trois dimensions de l'espace, représente à l'évidence un progrès et un affinement de nos connaissances, mais elle n'en déroulera pas moins certains lecteurs, dont l'œil et l'esprit sont trop accoutumés à d'autres modes de représentation (coupes en particulier)".

De toute façon les cartes de faciès ne fournissent qu'une estimation globale de la constitution d'un intervalle en chaque point, mais non la répartition verticale des différents constituants lithologiques, leur degré de groupement ou de division – en bancs isolés –, leur intrication éventuelle. Ces considérations à elles seules suffisaient pour que je conserve à côté des différentes cartes une ou plusieurs coupes pour décrire chaque intervalle.

Source . MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Deuxième partie

LES RÉSULTATS

1. — REGARDS SUR L'HISTOIRE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN SAHARIEN ALGÉRO-TUNISIEN

L'historien fait pour le passé ce que la tireuse de cartes fait pour le futur. Mais la sorcière s'expose à une vérification et non l'historien.

P. VALERY

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VI

LE CADRE DE LA SÉDIMENTATION MÉSOZOÏQUE

Alors que dans certaines régions sahariennes des couches mésozoïques — crétacées en particulier — ont pu venir s'étaler en transgression discordante sur le socle antécambrien, dans le domaine étudié au contraire ce sont essentiellement les *dépôts paléozoïques* qui ont servi de cadre à la sédimentation mésozoïque : d'où l'importance, pour l'étude même du Mésozoïque, d'une brève histoire du Paléozoïque saharien que j'ai fournie par ailleurs (G.B, 1970). Je me contenterai ici, comme introduction à cette description du Mésozoïque, d'un commentaire de la *carte géologique du substratum des séries mésozoïques* (fig. VI. 1).

On remarquera d'une part l'allure grossièrement concordante — car une carte à si faible échelle ne saurait apporter le moindre détail — d'un ensemble allant du Cambrien au Carbonifère dans la plus grande partie des régions cartographiées ; et d'autre part l'existence de terrains carbonifères et permiens *discordants* sur les termes sous-jacents, localisés au Nord et au Nord-Est du domaine étudié, c'est-à-dire sur la bordure septentrionale de la plateforme saharienne.

1) Unités structurales principales.

Seules les unités structurales principales pourront être évoquées, car toute considération sur les faciès et les épaisseurs nécessiterait une description de chaque système. Citons d'abord les principales zones hautes — anté-mésozoïques — : le *Paléo-anti-atlas oriental* s'étend du Mzab au Dahar tunisien et il est caractérisé par l'affleurement anté-mésozoïque de terrains anciens (ordoviciens, cambriens, socle rhyolitique antécambrien ou au moins infra-cambrien). La *Plateforme cambro-ordovicienne centrale,* jalonnée par Hassi-Messaoud, El-Gassi-El-Agreb, est plutôt d'allongement Sud-Ouest - Nord-Est : l'Ordovicien et le Cambrien y affleurent largement sous les premières couches mésozoïques. Au Sud de cette plateforme apparaît la *Zone haute d'El-Biod* remarquable également par ses amygdales anticlinales ; mais dont l'âge de la mise à l'affleurement n'est point toujours connu avec certitude étant donné l'absence fréquente du Trias sur cette zone et le fait qu'elle a subi, à l'évidence, de nombreux rejeux tout au long du Mésozoïque. Entre ces zones hautes, apparaissent de vastes bassins où les forages ont traversé sous le Mésozoïque des séries importantes carbonifères, dévoniennes, siluriennes, etc. Citons en particulier le bassin carbonifère algéro-libyen, le bassin de Colomb-Béchar - Mac-Mahon - Ahnet. Ce dernier est limité vers le Sud-Ouest par une zone complexe, zone haute en grande partie, qui s'étend des chaînes d'Ougarta aux affleurements de Bled-el-Mass.

Les formations successives, participant à la construction de ces unités, sont caractérisées par une homogénéité assez remarquable au Paléozoïque inférieur. Tandis qu'au Dévonien et surtout au Carbonifère une plus grande diversité vient suggérer l'individualisation d'un certain nombre de bassins grâce à la surrection précoce des zones hautes ci-dessus signalées ; zones qui ont pu contribuer d'ailleurs à l'alimentation en matériel détritique des bassins qu'elles isolaient. D'autre part les formations marines les plus récentes impliquées dans cet ensemble dateraient du Moscovien (Fort de Polignac) ou du Westphalien C supérieur (bassin de Colomb-Béchar) ; elles sont recouvertes par du Westphalien et du Stéphanien continental dans le bassin de Béchar, par du Post-tassilien plus au Sud (région de Reggane) ou par la série de Tiguentourine (Sud du Tinrhert), qui représenteraient encore du Carbonifère : les terrains à rapporter au système permien sont donc rares ou totalement absents.

2) Les témoins carbonifères et permiens *préatlasiques* du Nord et du Nord-Est.

a) Le Moscovien de Bordj-Nili. — Alors que le Moscovien du bassin de Colomb-Béchar repose en concordance et en continuité sur une série carbonifère relativement complète, des sondages implantés à une centaine de kilomètres au NNW de Ghardaïa (région de Bordj-Nili et de Tilrempt) ont découvert sous le Trias une série moscovienne, discordante sur le Paléozoïque inférieur. La carte ci-jointe (fig. VI. 1) suffit pour observer cette discordance : les

Source : MNHN, Paris

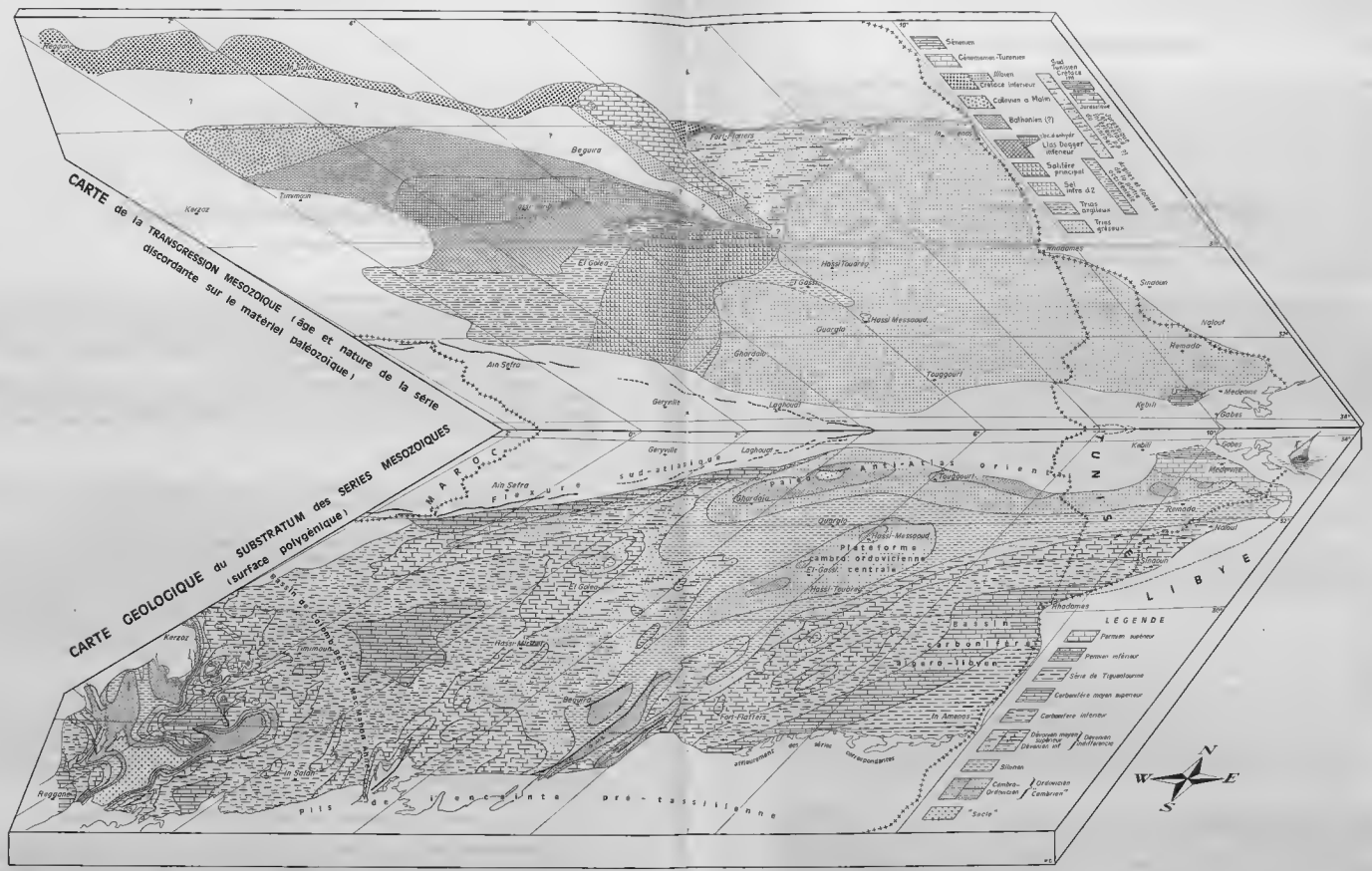


Fig. VI.1. — Carte géologique du substratum des séries mésozoïques et carte de la transgression mésozoïque.

La *carte géologique du substratum des séries mésozoïques* localise les principaux traits auxquels il est fait allusion dans le texte ci-joint. En outre l'examen de cette carte semble mettre en évidence un contraste entre la moitié Nord-Est et la moitié Sud-Ouest du domaine couvert : la deuxième moitié apparaît plus complexe et plus plissée que la première. En comparant ces faits à la *carte de la transgression mésozoïque*, on remarque alors que la province la plus simple est celle qui a été acquise au domaine sédimentaire dès le Trias et que le schéma de la disposition du substratum paléozoïque devient d'autant plus compliqué que la transgression des terrains secondaires a enseveli plus tard ce substratum. Bien entendu, la complication encore plus grande des affleurements actuels s'explique aisément : le mouvement de surrection du môle recouvert de matériel mésozoïque a déformé la surface du Paléozoïque, mais ne saurait en modifier la nature : au contraire, un jeu identique d'une structure affleurante, en donnant plus de prise à l'érosion, aboutit à la longue à un décapage plus ou moins profond des terrains ainsi déformés et, *ipso facto*, à une complication de la carte géologique. Et si, à mouvement égal, les répercussions sur l'écorché et sur la carte sont différentes, il est probable en outre que les mouvements ont été plus importants dans la zone d'affleurements actuels que dans le bassin mésozoïque subsident.

Source : MNHN, Paris

couches mosoviennes surmontent tour à tour le Dévonien, le Silurien et l'Ordovicien. Des cartes de détail (*op. cit.*, fig. 7) suggèrent même que c'est le relief déterminé par les quartzites cambriennes qui pourrait avoir limité l'avance de cette transgression, tandis que celle-ci s'est étalée dans la dépression que devaient constituer les faciès plus meubles de l'Ordovicien et du Silurien. Il est à noter que cette série moscovienne, épaisse de près de 100 mètres dans le forage le plus septentrional (Nl. 4), s'amincit régulièrement mais assez rapidement vers le Sud. Cet amincissement semble atteindre les différentes unités successives qui constituent cet étage : en outre il s'accompagne de modifications du faciès, en particulier amenuisement des calcaires à Fusulines au profit de grès et d'argiles d'allure subcontinentale : bref l'ensemble suggère dans cette disparition méridionale du Moscovien un biseautage originel, stratigraphique, et non l'effet d'un rabotage dû à une érosion anté-triasique. Le Moscovien de Bordj-Nili, discordant sur le Paléozoïque inférieur et surmonté en concordance au moins approximative par le Trias, manifeste donc l'apparition d'une légère subsidence affectant le versant nord, atlasique, du Paléo-anti-Atlas oriental — immense zone à tendance ascendante — depuis vraisemblablement au moins le Dévonien. Cette légère subsidence est donc un phénomène original qui annonce la transgression triasique, en provenance elle aussi du Nord et du Nord-Est ; et qui préfigure, sur les confins atlasiques, l'individualisation du sillon sédimentaire mésozoïque de l'Atlas saharien [1].

b) **Le Carbonifère et le Permien de l'Extrême Sud-tunisien.** — A côté des affleurements de Permien supérieur du Tebaga, les forages profonds ont révélé, dans une aire limitée par la côte, la région du Melab, de Ksar-Rhilane et de Sidi-Toui — aire qui se prolonge en Djeffara libyenne —, l'existence de Namurien, Moscovien, «Carbonifère supérieur» indifférencié, Permien inférieur, moyen et supérieur. Les différents termes qui paraissent *grosso modo* concordants entre eux, sont caractérisés par les faits suivants : 1) ils reposent en discordance sur différents systèmes du Paléozoïque inférieur (extrémité orientale du Paléo-anti-Atlas) ; 2) les termes successifs de ces terrains permo-carbonifères discordants ont eu en général une extension géographique de plus en plus importante : cette bordure nord-est de la plateforme saharienne cédait progressivement à la subsidence, phénomène qui préfigure, ici encore, l'expansion du domaine sédimentaire au Trias ; 3) ces différents termes peuvent être fort épais : le seul Permien supérieur dépasse 6000 m au Tebaga de Médenine — 1500 m à l'affleurement et 4500 m de couches sous-jacentes, traversées en sondages —. Néanmoins leur biseautage relativement brutal vers le Sud-Ouest, en direction de la plateforme saharienne, semble ici encore, pour l'essentiel, correspondre à un phénomène stratigraphique, originel ; 4) en certains points au moins (flanc sud du Tebaga de Médenine par exemple) il s'avère que les grès-triasiques surmontent en concordance les couches du Permien supérieur.

3) Conclusions.

Le matériel paléozoïque, qui supporte et encadre le domaine sédimentaire mésozoïque, est le plus souvent constitué de couches concordantes entre elles. Sur les marges nord et nord-est de la plateforme, il a été très légèrement plissé, exondé et plus ou moins profondément décapé avant d'être enseveli sous des couches transgressives carbonifères ou permiennes, d'extension très locale, semble-t-il, mais pouvant néanmoins être extrêmement épaisses. Orogénèse et glyptogénèse ont dû se poursuivre dans les régions centrale, septentrionale et nord-orientale jusqu'à ce que l'ensevelissement sous le Trias gréseux marque l'acquisition de ces régions au domaine subsident. Il est vraisemblable que le reste du domaine étudié a lui aussi participé à l'alimentation de cette sédimentation mésozoïque jusqu'à ce que l'avance progressive de la transgression mésozoïque ne vienne le soustraire à l'action de l'érosion. Notons à ce propos que les sédiments paléozoïques ont en général un faciès remarquablement terrigène — spécialement sur les marges occidentales et méridionales qui sont celles ayant participé le plus longtemps à l'alimentation du bassin mésozoïque — [2] : de ce fait dans les sédiments mésozoïques que nous allons étudier, l'*héritage* sera restreint à peu près strictement aux éléments détritiques ; les carbonates, les évaporites, si abondants dans la succession mésozoïque saharienne ne sauraient avoir d'autre origine que la masse océanique.

(1) Cette transgression en provenance du Nord et du Nord-Est s'oppose en effet aux bassins carbonifères, amygdales disséminées sur la plateforme saharienne (bassin algéro-libyen, bassin de Béchar - Mac-Mahon - Ahnel, bassin de Reggane). Par ailleurs on ignore si, à cette faible subsidence pré-atlasique, correspond un sillon sédimentaire, épais, axé sur l'Atlas saharien, comme cela est le cas au Mésozoïque. L'absence d'affleurements paléozoïques et son extrême épaisseur d'enfouissement nous privent à la fois des données de surface et des résultats de sondages.

(2) Les carbonates en effet ne sont pas absents de la série paléozoïque (Dévonien, Silurien de certaines régions) mais statistiquement d'importance secondaire. En outre ce sont dans les provinces septentrionales qu'ils tendent à être les plus abondants ; or celles-ci ont été le plus tôt enfouies sous les premiers sédiments triasiques et n'ont ainsi plus participé à l'alimentation ultérieure de la sédimentation mésozoïque.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VII

LE TRIAS (et une partie du Lias) : TRIAS GRÉSEUX et SALIFÈRE PRINCIPAL

I. INTRODUCTION

Le Trias dont l'existence au Sahara algérien ne faisait l'objet que d'hypothèses dubitatives avant les premiers forages profonds, a été découvert dès le début de l'exploration pétrolière à Berriane en particulier. Là, sous une série carbonatée rappelant le Jurassique et le Lias de l'Atlas saharien, le forage a traversé une formation argilo-salifère, puis une série gréseuse reposant sur un substratum paléozoïque assez profondément érodé (grès cambro-ordoviciens) : les analogies non seulement avec les faciès buntsandstein et keuper d'Europe mais avec les formations diapiriques de Berbérie, elles-mêmes datées du Trias depuis 1896 (Société Géologique de France) et avec les grès et évaporites de Djeffara tunisienne ; la situation en concordance sous des calcaires jurassiques et en discordance sur un socle paléozoïque, tout poussait à attribuer ces séries au Trias. Cette attribution s'est trouvée en grande partie confirmée par les travaux postérieurs.

Au-dessus d'un terme argilo-gréseux (le *«Trias gréseux»*) repose le plus souvent une importante série évaporitique (Trias salifère *auctorum*) dont l'âge (Trias, Lias?), en fait, n'est pas fixé avec précision et que j'ai appelée pour cette raison, *Salifère principal.* Il est important de préciser que la limite entre ces deux faciès successifs est dépourvue de tout synchronisme d'une extrémité à l'autre du bassin (fig. VII. 1) : des grès se sont déposés beaucoup plus tardivement dans les régions méridionales et occidentales qu'ailleurs. La partie supérieure du Trias gréseux de ces régions se trouve donc être l'équivalent de la partie inférieure du Salifère principal des zones centrale et septentrionale. Etant donné l'impossibilité de repérer des surfaces synchrones à la fois en faciès gréseux et en faciès salifère (1), il n'est d'autre solution pour une description de ce Trias (et Lias *p.p.*) que d'envisager successivement le Trias gréseux et le Salifère principal, en dépit de la mauvaise définition chronologique de ces unités.

II. LE TRIAS GRÉSEUX

Le Trias gréseux de la plate-forme saharienne est connu à l'affleurement dans le *Sud-tunisien* depuis le début du siècle. Les récentes données de sondages ont permis de préciser l'attribution stratigraphique de ce faciès, elles ont fait connaître une série plus complète et permis de meilleures corrélations tant avec la Tripolitaine qu'avec l'Algérie (G. Busson, 1967, avec une bibliographie). Au *Sahara algérien*, l'existence même du Trias gréseux n'a été prouvée que récemment en sondages et à l'affleurement (J.P. Lehman, 1957) ; et, depuis, relativement peu de publications ont abordé ce sujet. Les études sur le terrain et le travail de synthèse que j'ai réalisé sur les données de sondages, me permettent de fournir un exposé d'ensemble sur le Trias gréseux de la plateforme saharienne.

(1) C'est ainsi que le fait de grouper dans un même intervalle (nommé TGS 4) deux unités appelées respectivement dans ce texte (voir ci-dessous) évaporites infra-d2 et argilo-gréseux supérieur me paraît critiquable (Ph. Riché, 1970). Car si l'équivalence partielle de ces unités est établie par le passage de faciès qui s'observe par exemple entre FM.2 et NZN.1. (coord. T6), le toit et le mur d'unités aussi différentes ne auraient recevoir le même définition : il en résulte une imprécision et des erreurs dans la définition de l'unité, qui sont largement du même ordre de grandeur que les phénomènes que l'on s'est efforcé de mettre en évidence en cartographiant le TGS 4. Personnellement il m'a paru préférable de cartographier isolément les évaporites infra-d2 (*op. cit.* pl. 16) et l'argilo-gréseux supérieur (*op. cit.* fig. 35).

Source : MNHN, Paris

Le Trias gréseux qui affleure donc dans le Sud-tunisien et au Sud du Tinrhert (Zarzaïtine), s'étend au total sur une superficie de 300 à 400.000 km2 : il recouvre le Nord-Est de la plateforme saharienne, se trouvant limité vers l'Ouest et le Sud par une ligne allant de la région d'Erg-el-Anngueur (hamadas des confins algéro-oranais) au Gassi-Touil et au Tinrhert. Et cette extension résiduelle ne peut être qu'inférieure à l'aire couverte par le dépôt originel de ces grès. Par ailleurs ce même Trias gréseux se prolonge sur une partie au moins de la Berbérie et de la Tripolitaine, constituant au total un immense épandage détritique et parfois volcano-détritique.

A. RAPPORTS ENTRE TRIAS GRÉSEUX ET SUBSTRATUM

Les rapports entre le Trias gréseux et son substratum sont particulièrement complexes. Dans certains cas, il semble que le Trias gréseux se soit déposé sur une pénéplaine quasi parfaite. Pourtant des cas de plus en plus nombreux ont été décelés de reliefs à matériel paléozoïque ennoyés progressivement par les grès triasiques, voire même par le Salifère sus-jacent. Il est probable que l'implantation systématique des forages (dont les données ont été utilisées dans le présent ouvrage) sur des structures anticlinales, aboutit à la découverte de paléoreliefs triasiques plus abondants qu'ils ne le sont en fait de façon statistique. Deux exemples seront d'abord illustrés ici de paléoreliefs remarquables qui ont pu être étudiés en détail sur des champs pétroliers grâce à une densité élevée de forages.

Dans l'exemple du champ d'Hassi-R'mel (fig. VII. 2), l'existence d'un relief dans la sédimentation triasique est mise en évidence par le caractère progressivement transgressif des termes successifs de ce Trias. En outre un examen minutieux a révélé que les premiers témoins triasiques étaient cantonnés à la verticale des formations paléozoïques les plus meubles, tandis que les massifs quartzitiques n'ont été ensevelis que les derniers et n'ont ainsi été recouverts que par les niveaux les plus élevés du Trias gréseux. Ainsi en même temps que se trouve mis en évidence ce paléorelief, apparaissent la cause de sa présence et la logique de son enfouissement progressif.

On notera que la *série inférieure* qui existe seulement à la périphérie de la structure d'Hassi-R'mel, se localise – et avec une épaisseur parfois élevée (plus de 50 m) – sur les argiles ordoviciennes ou siluriennes, soit directement, soit avec interposition de quelques mètres de Moscovien. Au-dessus les termes successifs (coulées andésitiques, corps gréseux C, argiles intermédiaires, corps gréseux B, argiles intermédiaires) ont réalisé un ennoyage progressif des massifs résistants constitués par les reliefs de quartzites à Tigillites du «Cambrien». Les grès A enfin ont recouvert l'ensemble de la structure de façon uniforme. Il est frappant que toute influence de la structure n'ait pas cessé avec sa disparition sous l'épandage du corps gréseux A : un jeu posthume est établi, par exemple par l'absence du sel infra-d2 à l'aplomb – *grosso modo* au moins – de l'ancienne zone haute.

Dans l'exemple du champ d'Hassi-Messaoud, un élément nouveau apparaît de façon évidente sur la figure jointe (fig. VII. 3) : alors que les grès triasiques d'Hassi-R'mel sont superposés à un monoclinal où l'existence d'un paléorelief prend surtout sa source dans les différences de dureté et de cohésion des assises successives, le champ d'Hassi-Messaoud au contraire coïncide avec un anticlinal, très vaste et très régulier. Il s'agit d'un anticlinal *chauve* sous les premières couches triasiques et par conséquent d'un anticlinal *anté-triasique* : ce qui n'exclut évidemment pas rejeu et mouvement ascendant éventuels tout au long de l'histoire post-triasique. Ceci étant précisé, il est certain que les reliefs du paysage triasique n'ont pas été constitués par l'anticlinal, mais par certaines couches dures qui ont dû former une ou des crêtes monoclinales sous le jeu d'une érosion permise par une surrection de cette région. C'est ainsi que les quartzites de la zone Q semblent avoir formé une crête plus ou moins méridienne qui a servi de rebord pratiquement infranchissable aux épanchements andésitiques, lesquels correspondent localement aux premiers dépôts triasiques. Quelques courbes isopaques tracées à la surface du «bassin andésitique» permettent de constater que ces coulées s'épaississent assez rapidement à proximité du «rivage». En outre, ces mêmes courbes isopaques dessinent dans la partie sud de la région ici cartographiée, une figure dont l'alignement et le caractère sinueux évoquent le remplissage d'un véritable ravin. Contrairement à la crête des quartzites de la zone Q, ce nouveau trait paléotopographique n'a pas de relation évidente avec la nature pétrographique du socle paléozoïque.

Un autre bloc concernant la région d'Hassi-Messaoud (fig. VII. 5) illustrera ci-dessous un autre aspect de ces paléoreliefs triasiques, indépendamment de la nature du substratum paléozoïque qui les constitue. Il montrera la généralité de ces paléoreliefs sur le champ et en même temps leur pérennité ; puisque certains n'ont achevé d'être ensevelis qu'au cours du Trias salifère.

A ces exemples de paléoreliefs localisés, il convient de mentionner les phénomènes de même nature mais développés à une échelle beaucoup plus vaste. Je citerai seulement quelques faits. L'extension de la série inférieure (*op. cit.* fig. 18) dans la région des Guentras coïncide assez remarquablement avec la répartition des couches

Source : MNHN, Paris

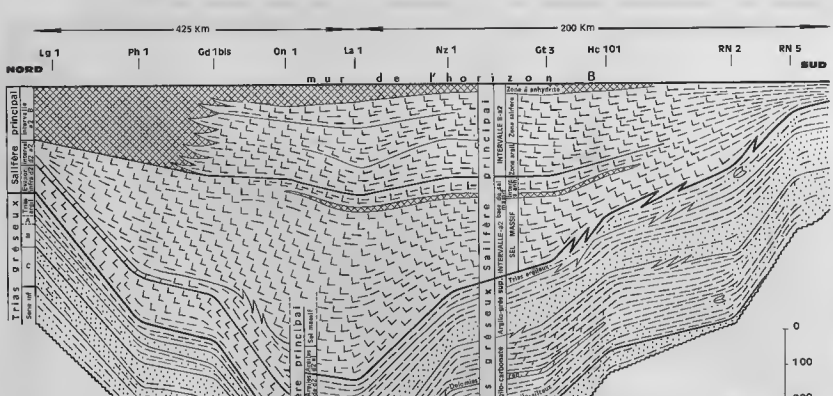


Fig. VII. 1. – Coupe schématique Nord-Sud du Trias gréseux et du Salifère principal (Trias-Lias *p.p.*) depuis le Nord de la région des Daïas (Lg. 1) jusqu'au Sud du Gassi-Touil (RN. 5).

Ce schéma n'a pour objet que de situer les principaux termes des successions qui caractérisent chaque province. On notera également l'absence de synchronisme de la limite Trias gréseux-Salifère principal ; cette limite monte de plus en plus dans la série du Nord vers le Sud, l'équivalent de la totalité du Salifère principal du Nord ou du Centre étant représenté, dans l'extrême-Sud, par quelques dizaines de mètres de couches argilo-gréseuses.

Source : MNHN, Paris

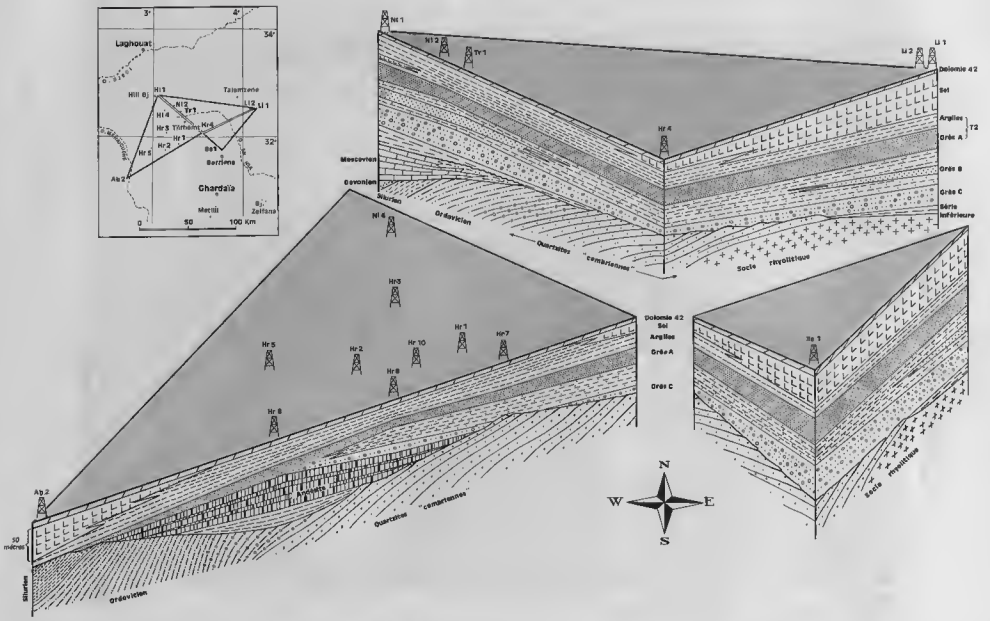


Fig. VII. 2. — Bloc-diagramme de la région d'Hassi-R'mel et de ses abords, destiné à montrer les rapports entre la répartition des premiers dépôts triasiques et la disposition et la nature du matériel paléozoïque sous-jacent.

Les différentes unités distinguées localement dans le Trias gréseux (grès A, B, C, etc.) seront situées dans un cadre plus général sur la figure VII. 4 et dans le texte ci-dessous.

Source : MNHN, Paris

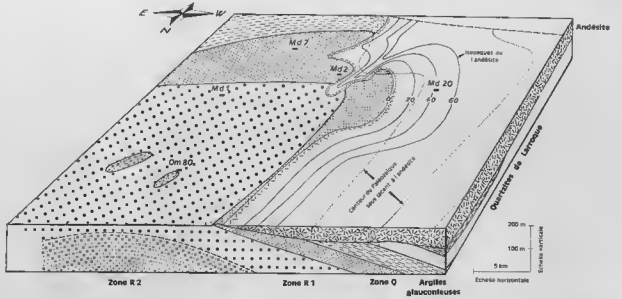


Fig. VII. 3. – Bloc-diagramme de la partie centrale et occidentale de la structure d'Hassi-Messaoud, montrant l'intervention de facteurs topographiques locaux dans la répartition des coulées andésitiques et la relation entre ces facteurs topographiques et la nature et la disposition des couches paléozoïques. En ce qui concerne ces dernières, les zones R2, R1, Q, les argiles glauconieuses et les quartzites de Larroque, correspondent à des formations du Cambro-Ordovicien que j'ai situées et décrites par ailleurs (*op. cit.* : le cadre de la sédimentation mésozoïque).

tendres du Paléozoïque (*op. cit.* pl. 3 ou 5 ; fig. VI. 1) : la série inférieure a donc participé au comblement d'une dépression de la surface anté-triasique. De même avec l'argilo-gréseux inférieur, dans la région du Gassi-Touil s. *l.* en particulier. L'aire d'extension de cette formation et ce que l'on sait de la répartition des épaisseurs suggèrent des reliefs non négligeables, *peut-être même entretenus par une certaine tectonique active* : d'où des différences considérables entre les séries de deux puits aussi voisins que NZ. 1 et NZ. 2 (coord. T6) ; d'ailleurs – argument supplémentaire – le forage de NZ. 2 a recoupé *au sein de l'argilo-gréseux inférieur* 1,80 m de quartzite ordovicienne homogène, bloc dont le transport s'accommode mal d'une pénéplaine sans défaut.

On retrouverait cette notion finale, de *tectonique active*, en d'autres points bien localisés. C'est ainsi que la comparaison entre les épaisseurs d'argilo-gréseux inférieur à ST. 1 (396 m) et à ST. 2 (591 m), puits distants de quelques centaines de mètres seulement (coord. Y8), évoque le jeu embryonnaire d'une faille séparant les sites respectifs de ces deux forages. Des considérations plus générales, d'ordre régional au moins, permettent même de localiser, aux abords du Gassi-Touil par exemple, une vaste zone ascendante ayant pu contribuer à l'alimentation de la sédimentation détritique et qui jouxterait les zones sédimentaires les plus épaisses de cette province.

B. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Le Trias gréseux est d'une extrême diversité : les coupes offertes varient radicalement d'une province à l'autre et les corrélations entre ces coupes différentes sont en général très largement hypothétiques (fig. VII. 4). Dans ces conditions, il est impossible de décrire le Trias gréseux par unités successives s'étendant à l'ensemble du domaine. Il est obligatoire d'envisager des descriptions régionales.

I. LA PROVINCE SEPTENTRIONALE

Elle s'étend du Mzab à la région de Zemlet-Bazima (confins tunisiens) ; le champ d'Haoud-Berkaoui et une partie d'Hassi-Messaoud peuvent en être rapprochés. Malgré de grosses variations d'épaisseur et de faciès, la succession d'un certain nombre de termes s'y retrouve de façon assez générale.

Source : MNHN, Paris

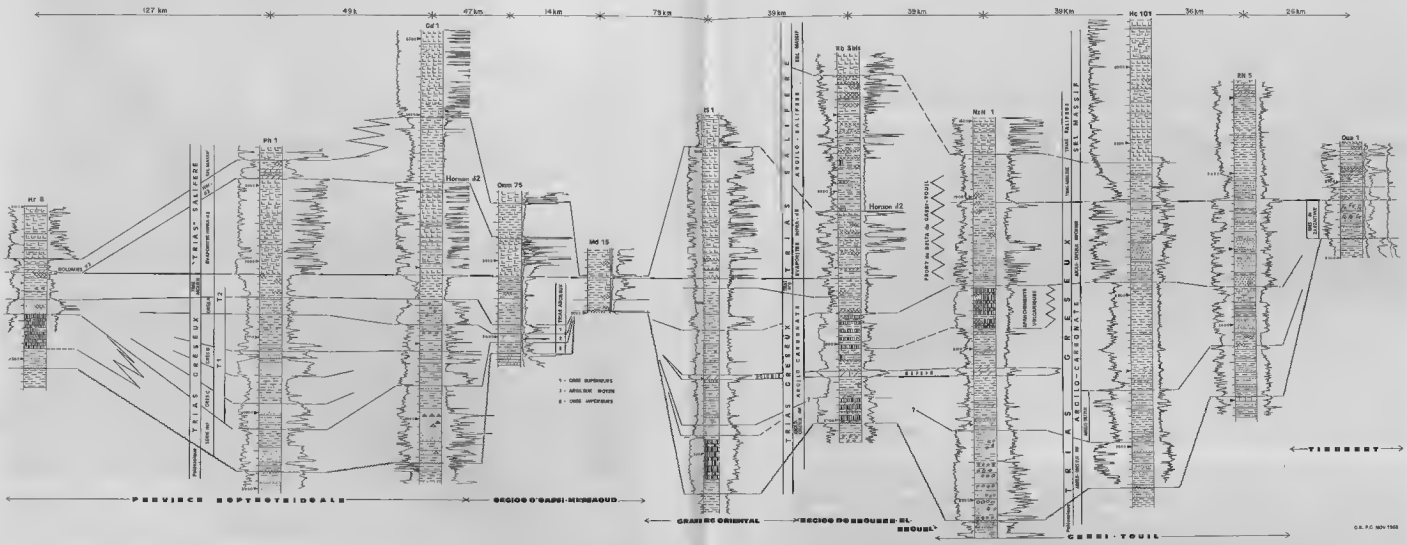


Fig. VII.4. – Coupe dans le Trias gréseux de la plateforme saharienne depuis l'extrême Nord (région d'Hassi-R'mel) jusqu'à la hamada de Tinrhert.
Distances horizontales sans échelle fixe – Echelle verticale : 1/5000.
Cette coupe construite sur onze puits seulement met en évidence un certain nombre de traits importants : en particulier l'existence de séries assez dissemblables dans les différentes provinces. A l'Est de la Province septentrionale, l'unité, très détritique, est constituée de la superposition d'une "Série inférieure" et de trois corps gréseux A, B et C séparés par des intercalaires argileux. Sur le champ d'Hassi-Messaoud cette série gréseuse s'amenuise considérablement ; elle est même inexistante sur certains sommets du paysage triasique. Dans le Grand Erg oriental la succession comprend deux termes, un argilo-gréseux, inférieur, à la base, avec fréquemment d'importantes coulées volcaniques et un argilo-carbonaté, épais, au-dessus. Le Gassi-Touil voit l'apparition d'un troisième terme, l'argilo-gréseux supérieur, équivalent latéral de la première série salifère habituelle ("évaporites infra-d2"). Vers le Sud, ces trois termes s'enrichissent en grès, se développent encore aux dépens du Salifère résiduel sus-jacent qui finit par se biseauter en quasi-totalité. Finalement ce Trias gréseux du Gassi-Touil passe à la série amincie dite des grès de Zarzaïtine, qui vient à l'affleurement au Sud du Tinrhert.

Source : MNHN, Paris

A) LA "SÉRIE INFÉRIEURE"

Au début de l'exploration, les dépôts de la *série inférieure* étaient attribués au Paléozoïque : dépôts à faciès continentaux, du Carbonifère supérieur ou du Permien, en placages discordants sur du Paléozoïque ancien et surmontés en concordance au contraire par des couches plus gréseuses dont on faisait du Trias gréseux. On a maintenant tendance à attribuer l'ensemble au Trias, étant entendu que cette série inférieure peut représenter des dépôts particulièrement anciens pour du Trias gréseux saharien. Cette série, comprise entre le toit du Paléozoïque bien caractérisé et des couches sus-jacentes plus gréseuses, se définit surtout dans la région des Daïas et dans la région des Guentras ; son identification devient de plus en plus incertaine vers l'Est, sur les confins tunisiens, et également vers le Sud, dans les régions d'Haoud-Berkaoui et d'Hassi-Messaoud, véritables môles qui ont limité l'extension de cette série. Il existe une certaine liaison entre cette série inférieure et la présence de coulées andésitiques ; mais la répartition de ces coulées est trop irrégulière et leur âge trop variable pour que l'on puisse ériger cette liaison en principe stratigraphique et caractériser la série inférieure grâce à ces épanchements.

Une carte en isopaques (*op. cit.*, fig. 18) est évidemment entachée de l'incertitude qui porte sur les limites de l'intervalle, surtout la limite supérieure. La répartition des épaisseurs qu'elle exprime s'ordonne autour de certains traits principaux. *La subsidence a été plus forte vers l'Est que vers l'Ouest* (100 à 150 m) : peut-on en déduire que cela tient à ce qu'elle a démarré plus tôt dans l'Est que dans l'Ouest ? Le fait est rendu probable par le contexte saharien ; rappelons en effet que le Trias inférieur existe dans l'Est, dans le Sud-tunisien, parfois en continuité avec le Permien ; alors que dans l'Ouest, dans le Sud-oranais, la transgression est plus tardive, datant du Salifère, voire même de plus tard. Mais l'absence de tout élément de datation au sein de la série inférieure empêche de prouver le fait *in situ*. Par ailleurs cette carte d'isopaques fait clairement apparaître *quelques traits d'allongements Est-Ouest ou Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est* : on note ainsi successivement la zone subsidente pré-atlasique, le seuil nord-saharien, le golfe d'Oulougga-Touila – relativement épais –, enfin la zone de biseautage sur le flanc des môles d'Haoud-Berkaoui et d'Hassi-Messaoud. L'ennoyage général vers l'Est et ces axes d'orientation *parallèle* se combinent intimement. Ainsi pour le seuil nord-saharien : celui-ci ne s'exprime que par des valeurs d'épaisseurs un peu moins fortes dans l'Est (haut de Djemaa-Touggourt), tandis qu'il se traduit par un véritable relief émergé, en cours d'ensevelissement par la série inférieure, dans l'Ouest (région d'Hassi-R'mel : voir ci-dessus). De même dans l'auge qui relaie vers le Sud ce seuil nord-saharien, on distingue une partie occidentale peu subsidente où la série inférieure a une répartition largement commandée par la nature et la dureté relative du substratum paléozoïque (paléotopographie, voir ci-dessus) et une partie orientale où cette influence de la nature du socle tend à s'estomper.

Enfin vers l'Ouest et le Sud-Ouest la série inférieure disparaît sur le *glacis bordier d'Oum-el-Hacian*, comme s'y biseaute d'ailleurs l'ensemble du Trias gréseux. Ce biseautage semble en grande partie au moins originel et non pas dû, pour l'essentiel, au déblayage de l'érosion qui aurait supprimé tout témoin du Trias gréseux sur les zones d'extrême-occident (hamadas du Sud-oranais), avant le dépôt des séries postérieures. En ce qui concerne celles-ci, il faut rappeler que ce sont les dépôts du Salifère principal qui ont dépassé ce glacis bordier d'Oum-el-Hacian pour venir en transgression très légèrement discordante sur les couches paléozoïques.

L'étude de la nature lithologique de cette série a révélé des faciès grossièrement détritiques d'extension relativement très limitée : par exemple sur le flanc du môle d'Haoud-Berkaoui. Au contraire, des zones relativement très argileuses apparaissent aussi bien sur les confins tunisiens – où elles peuvent s'expliquer par l'éloignement des sources de la sédimentation détritique –, que dans la région de Touggourt-Hn.1, dans la région de Talemzane – où j'ai tenté de l'interpréter par la nature localement rhyolitique du substratum anté-triasique régional – et enfin sur le pourtour du paléo-tassili d'Hassi-R'mel et le long du glacis bordier d'Oum-el-Hacian ; et dans ces deux dernières zones l'absence ou la rareté de sédiments grossièrement détritiques surprend. D'ailleurs en règle générale la rareté des faciès grossiers, dans cette série de comblement, ne s'explique pas aisément : certes on peut dire que le matériel paléozoïque qui a nourri cette sédimentation était lui-même assez fin. Mais on est d'autant plus surpris de cette absence de conglomérats, y compris dans des coupes situées immédiatement au pied du relief constitué par le Paléo-tassili d'Hassi-R'mel, que ces conglomérats existent, sporadiquement au moins, dans les couches sus-jacentes (corps gréseux C de la région d'Hassi-R'mel).

Par ailleurs il faut mentionner que les carbonates sont très rares dans le Sud (fraction dans les argiles ou épisodiquement en ciments des grès), mais prennent un peu plus d'importance dans les régions septentrionales, plus proches du domaine mésogéen. La présence d'empreintes charbonneuses est un témoin discret de la végétation continentale voisine ou peut-être de la végétation autochtone, marécageuse, du milieu de dépôt même. Oxyde de fer et pyrite sont particulièrement abondants. Enfin si les conglomérats sont rares dans cette série, les pseudo-brèches, les galets de remaniement d'argiles, de grès et de dolomies évoquent, avec l'abondance des stratifications entrecroisées, une sédimentation sous faible tranche d'eau – pouvant aller jusqu'à des émersions périodiques – mise en place sous l'effet de courants aqueux plus ou moins importants. La répartition, enfin, des coulées

Source : MNHN, Paris

andésitiques ne peut s'expliquer par la seule localisation des centres d'épanchements ; l'intervention de facteurs paléotopographiques s'impose à l'évidence dans certains cas privilégiés au moins (fig. VII. 2 et VII. 3).

B) LA SÉRIE SUPÉRIEURE ("Trias gréseux" *auctorum*)

La série supérieure dont je dirai maintenant quelques mots est comprise entre la série inférieure (ou exceptionnellement le Paléozoïque ancien) et les premiers bancs évaporitiques ou dolomitiques sus-jacents. Cette définition entraîne que : 1) la série supérieure n'est définissable qu'autant que l'est la série inférieure : ce qui en restreindra l'identification à la Province septentrionale ; 2) la série supérieure correspond au «Trias gréseux» [1] et au «Trias argileux» *auctorum*. Des confins tunisiens au glacis bordier d'Oum-el-Hacian, on observe dans cette série supérieure de grosses variations d'épaisseur et des coupes profondément dissemblables. Une description par unités successives dans chaque sous-province dépasserait le cadre de cet exposé rapide sur le Mésozoïque : seul un commentaire de la série envisagée globalement sera donc fourni ci-dessous.

1) **La zone la plus orientale**, de Touggourt à la frontière tunisienne, se caractérise pour l'ensemble de cette série supérieure : 1) par des épaisseurs relativement fortes (150 à 300 m) et croissant plus rapidement qu'elles ne le font dans le reste de cette Province septentrionale : de l'ordre de 2,5 m par km ; 2) par la présence de carbonates relativement abondants et cela d'autant plus que le point considéré est en position plus orientale, atteignant 20% de l'intervalle total sur les confins tunisiens (To. 1) : ces carbonates sont localisés dans une partie de la coupe qui correspond à l'unité dite «argilo-carbonaté» dans le Grand Erg oriental ; 3) par l'importance assez modeste des grès – au profit des argiles et secondairement des carbonates – et leur granulométrie toujours fine. Les conglomérats, en effet, ne sont pas inexistants, mais correspondent visiblement avec leurs galets d'argiles, à la remise en mouvement locale, par une phase hydrodynamique active, de matériel fin ou colloïdal déposé lors d'une phase plus calme. La subsidence relativement puissante, la rareté du matériel détritique évoquent l'éloignement des continents nourriciers de la sédimentation clastique, tandis que l'importance des carbonates suggère certaines relations avec les zones que l'on peut assimiler à la mer ouverte. Il est à noter que la province argilo-carbonatée, ainsi définie, coïncide avec la province déjà légèrement carbonatée de la série inférieure.

2) **Au centre de cette Province septentrionale, la région de PH. 1, Baa. 1, Ald. 1** offre encore des épaisseurs importantes (150 à 200 m). Schématiquement, la série peut être scindée en un ensemble inférieur, gréseux ; un ensemble moyen, où les carbonates acquièrent parfois une certaine importance ; ces deux premiers ensembles, constitués au total d'une alternance de grès fins à moyens, rarement grossiers, et d'argiles, ont été appelés globalement T 1 dans la littérature inédite et publiée (G. Demaison 1965) ; un ensemble supérieur de grès fins ou unité T 2, prolongeant vraisemblablement les grès du niveau A de la partie occidentale (voir ci-dessous). Enfin certains caractères pétrographiques suggèrent qu'aux apports détritiques principaux, en provenance du Sud-Ouest, s'ajoutaient des apports secondaires en provenance du secteur nord (provinces atlasiques au Nord de la région des Daïas).

3) **La partie occidentale**, centrée sur Hassi-R'mel (fig. VII. 2), est la moins épaisse : l'allure compliquée des courbes isopaques dans la région d'Hassi-R'mel est due en partie à la densité élevée des forages ayant donné des points de mesure, mais elle traduit aussi certaines influences du substratum paléozoïque, et même de sa paléotopographie. Dans cette région l'ensevelissement du paléotassili ne s'est fait que progressivement, tout au cours du Trias gréseux, et certaines zones n'ont été acquises au domaine sédimentaire qu'à la fin de la période, lors du dépôt des grès A. En dehors de la région d'Hassi-R'mel, les épaisseurs croissent régulièrement du Sud-Ouest vers le Nord-Est. En dépit de ces variations la succession présente une certaine homogénéité : grès de base ou niveau C à passées grossières ou même conglomératiques, mal classés, à stratification entrecroisée ; grès moyens ou niveau B, fins à moyens ; enfin grès supérieurs ou niveau A, caractérisés en général par leur finesse, l'importance de l'anhydrite dans leur ciment, leur richesse en feldspaths et parfois en apatite, l'existence de brèches intraformationnelles qui ont remplacé complètement les conglomérats. Le Trias argileux enfin assure une transition graduelle avec les faciès évaporitiques sus-jacents.

Un nouvel amenuisement de la série vers le Sud-Ouest, dans des forages tels que HR. 8 ou Af. 4, est remarquable. L'observation apporte un argument supplémentaire pour penser que la lacune du Trias gréseux au delà du glacis bordier d'Oum-el-Hacian vers l'Ouest et le Sud-Ouest, est originelle et non à imputer en totalité à une érosion d'âge mésozoïque.

(1) En ce qui concerne ce terme de «Trias gréseux» il faut rappeler qu'une telle désignation – où la partie semble prise pour le tout – s'explique historiquement par le fait que la *série inférieure*, sous-jacente, était considérée comme Paléozoïque.

Source : MNHN, Paris

2. LA RÉGION D'OUARGLA-EL-GASSI-HASSI-EL-HADJAR.

Cette région située en position centrale prend son unité dans une résistance remarquable à la subsidence : il en résulte des séries amincies, ou parfois totalement biseautées, avec une extrême diversité dans la répartition des faciès et des épaisseurs ; il en résulte aussi très vraisemblablement suivant les zones considérées des décalages non négligeables dans l'âge de l'intervalle rapporté au *Trias gréseux*, défini ici encore par sa position entre le toit du Paléozoïque dessous et les premières couches franchement salifères dessus. Ne pouvant reprendre la description de toute cette région complexe et diverse (*op. cit.*, la Province centrale) je citerai seulement quelques traits remarquables de la région d'Hassi-Messaoud. Le «Trias gréseux» à Hassi-Messaoud se présente comme un ensemble argilo-gréso-andésitique. Les coulées d'andésite, recouvrant directement le Paléozoïque ou parfois le surmontant par l'intermédiaire d'un conglomérat de remaniement, ont déjà été illustrées ci-dessus (fig. VII. 3) : elles sont surtout représentées en position occidentale. Au-dessus se développe une succession de trois termes, remarquables par leur constance : 1) des grès inférieurs, fins à moyens, quoique des niveaux grossiers parfois microconglomératiques puissent exister à la base, produits de remaniement local des grès paléozoïques ; 2) un ensemble argileux (ou argilo-carbonaté) : argiles, en général pélitiques, avec bancs de dolomies ; 3) des grès supérieurs, fins à très fins, bien classés ; les conglomérats qui apparaissent parfois à la base sont à galets d'argile et de dolomie ; les feldspaths peuvent atteindre à ce niveau une abondance exceptionnelle. La répartition des épaisseurs de dépôt du Trias gréseux (non compris le Trias argileux) sur le champ d'Hassi-Messaoud a été schématisée par des courbes isopaques dessinées en perspective sur la surface des blocs-diagrammes ci-joints (fig. VII. 5). On y constate, dans la zone centrale de la structure en particulier, d'extrêmes amincissements : le Trias argileux ou argilo-salifère arrive à reposer directement sur le Paléozoïque : c'est le môle d'Hassi-Messaoud. Mais il s'y ajoute des phénomènes plus complexes. Dans la région orientale, qui se trouve en avant, sur le bloc inférieur, et qui est dépourvue d'andésite, la répartition des épaisseurs suggère l'intervention d'une topographie en voie d'ensevelissement ; en particulier, l'amincissement en direction de la région méridienne dont l'absence de dépôt donne à penser qu'elle est restée émergée lors de la sédimentation du Trias gréseux ; l'allure très allongée et sinueuse des isopaques dans certaines zones qui apparaissent, là encore, comme des remplissages de vallées.

Les relations entre la nature des dépôts et l'ensevelissement de cette topographie ne sont pas moins instructives. Je me suis efforcé, sur le bloc-diagramme ci-joint, de représenter ces relations, de la manière suivante. 1) Les *flancs* des blocs-diagrammes offrent des coupes sur lesquelles j'ai dessiné les trois ensembles du Trias gréseux, 1) grès inférieurs, 2) argileux, 3) grès supérieurs ; avec leur position mutuelle et leur rapport avec le socle paléozoïque, considéré globalement et laissé en blanc sur la figure. 2) A la *surface* de ces mêmes blocs-diagrammes, j'ai dû adopter un mode de représentation un peu inhabituel : ce qui est dessiné sur ce plan ne correspond pas, en effet, à une carte géologique qui n'aurait aucun intérêt puisque tout, ou presque, est recouvert finalement par les dépôts des grès supérieurs. Chaque figuré correspond, en fait, à la composition du Trias gréseux situé à sa verticale. Il existe un premier figuré pour les régions où les trois termes (grès inférieurs, argileux et grès supérieurs) sont représentés : des figurés différents pour celles où n'existent respectivement que les deux termes supérieurs, puis que les seuls grès supérieurs. Un quatrième figuré correspond à la zone d'extension de l'andésite.

Le premier fait qu'expriment les blocs est le suivant : alors que l'ensemble gréseux inférieur occupe surtout les fonds de dépression, en particulier celle du Nord-Ouest – à la partie antérieure des blocs-diagrammes –, l'extension de l'ensemble argileux sus-jacent est légèrement plus étendue. Quant à l'ensemble gréseux supérieur, il a lui-même dépassé l'extension des dépôts argileux moyens, venant largement en transgression sur la surface d'érosion du Paléozoïque jusqu'à ne laisser émerger que des zones relativement limitées dans la partie méridienne.

D'autre part, si l'on compare la composition de ce *Trias gréseux* à son épaisseur, on fait l'observation suivante, qui est extrêmement curieuse : la coupe grès inférieurs, argile, grès supérieurs, peut se retrouver *jusqu'au fond des vallées* : les dépôts ont empâté une topographie et ses ravins ; ils s'amincissent et se biseautent contre les reliefs, mais la succession n'est pas – ou pratiquement pas – perturbée ou modifiée. Cette constatation me paraît déjà à souligner par *tout ce qu'elle ôte d'importance à l'existence de reliefs dans la nature – détritique ou non – de ce type de sédimentation.*

Or, en fait, le problème peut encore être considérablement élargi. En effet, la succession, grès inférieurs - argiles moyennes (ou argilo-carbonaté moyen) - grès supérieurs constitue l'essentiel de ce Trias gréseux saharien sur un domaine d'extension très générale : elle existe dans la province du Gassi-Touil, dans la province du Grand Erg, dans l'une et dans l'autre d'ailleurs avec des épaisseurs considérablement plus fortes qu'à Hassi-Messaoud. Elle existe aussi dans le Sud-tunisien et en Tripolitaine, le terme moyen s'étant enrichi en carbonates au point de donner les dolomies du Rehach et les calcaires d'Azizia ; et les grès supérieurs s'étant considérablement amoindris (sauf dans la région de Bu-Sceba) ou étant même passés à des argiles. Certes, en ces différentes régions, qui s'étalent sur plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés, l'absence presque habituelle de fossiles nous empêche d'être assuré de la contemporanéité parfaite des termes homologues de cette succession lithologique relativement constante. Mais cette imprécision ne constitue pas, à mon avis, un vice rédhibitoire à l'égard du raisonnement que je compte développer. Dans ces différentes provinces, il est courant de voir interpréter et expliquer le passage lithologique des grès inférieurs aux argiles et carbonates par une disparition des reliefs due

Source : MNHN, Paris

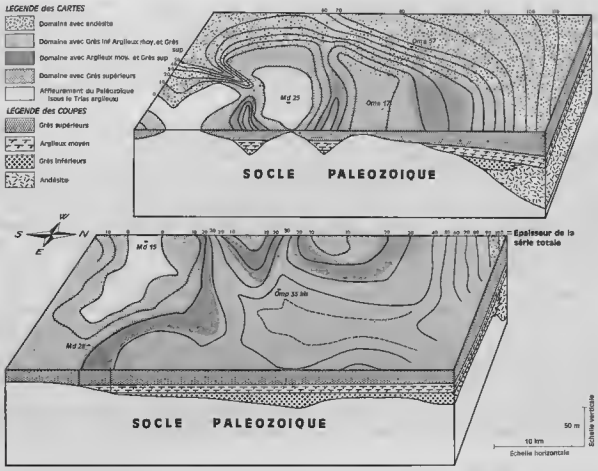


Fig. VII. 5. — Bloc-diagramme de la région d'Hassi-Messaoud ; épaisseur et composition du Trias gréseux s. s. (non compris le Trias argileux habituellement étudié avec le Trias gréseux global). La région d'Hassi-Messaoud est représentée en perspective telle qu'un observateur aurait pu la voir de la direction de l'Est à la fin du dépôt du Trias gréseux *s. s.* Sur les flancs ont été dessinés des *coupes* montrant les rapports des trois termes du Trias gréseux, de l'andésite et du Paléozoïque, ce dernier laissé en blanc. Sur les *surfaces horizontales* (cartes), on a dessiné un trait fort les isopaques de l'ensemble du Trias gréseux *s. s.* et l'on a adopté une représentation conventionnelle pour exprimer en chaque point la composition de ce Trias gréseux : les zones dont la surface est couverte par le premier figuré sont celles où existent de l'andésite ; le deuxième figuré indique le domaine où existent les grès inférieurs, l'argileux moyen et les grès supérieurs ; le troisième figuré est le domaine de l'argileux et des grès supérieurs ; le quatrième figuré couvre les zones où les grès supérieurs seuls recouvrent le Paléozoïque. Toujours sur les surfaces enfin, les régions sans aucun grès triasique ont été laissées en blanc : le Trias argileux ou argilo-salifère y vient en superposition directe sur le Paléozoïque. Pour l'interprétation des phénomènes mis en évidence, on se reportera au texte ci-joint.

à un ralentissement dans l'activité tectonique et, au-dessus, le passage argilo-carbonaté aux grès supérieurs par un «rajeunissement des reliefs, imputable à une reprise de l'activité tectonique». Ces hypothèses sont émises dans des provinces où l'on ne sait rien ou peu de choses de l'évolution des zones nourricières de la sédimentation ; il est intéressant de les confronter avec les enseignements de la région de Messaoud, où la densité des forages permet de reconstituer l'évolution de la topographie dite hercynienne pendant tout le dépôt de la succession considérée. Or, la carte d'extension de ces dépôts successifs montre combien l'ensevelissement de la topographie a été progressif et régulier ; sans que le passage grès/argilo-carbonaté ne se marque le moins du monde par une transgression généralisée qui accompagnerait un effacement des points hauts de la topographie ; ni le passage argilo-carbonaté/grès supérieurs par un exhaussement de certaines zones qui aurait entraîné le recul des dépôts.

Une conclusion au moins s'impose, c'est que la nature de cette sédimentation gréseuse et argilo-carbonatée n'est pas, ici, à mettre en rapport avec les facteurs topographiques locaux. Si l'on tient à expliquer la présence — comme l'absence — de sédimentation détritique par la présence ou l'absence de relief, il faut, pour le moins, imaginer des reliefs lointains, dont le jeu aurait eu des répercussions à l'échelle de l'ensemble du bassin et se serait exercé en indépendance complète de l'évolution de la topographie d'Hassi-Messaoud.

Source MNHN, Paris

Je précise qu'il me paraît plus vraisemblable de faire appel à d'autres causes. Les phénomènes observés à Hassi-Messaoud semblent se produire à l'échelle du bassin : transgression progressive des grès triasiques qui ennoie, au fur et à mesure, des zones en position de plus en plus centripète. La régularité du phénomène paraît peu compatible avec des soubresauts tectoniques qui se produiraient ailleurs. L'intervention de modifications climatiques avec à la fois la généralité et la simultanéité de leurs répercussions, avec leur importance capitale sur la nature clastique, chimique ou bio-chimique de la sédimentation me paraît mieux rendre compte de ces modifications, si général malgré les formes diverses qu'elles revêtent, selon les conditions de subsidence d'une part, de proximité ou d'éloignement du continent d'autre part.

CONCLUSIONS. — A côté du môle d'Hassi-Messaoud, particulièrement spectaculaire, la région d'Haoud-Berkaoui a constitué, semble-t-il, une autre zone résistante, à peine moins nette. Dans le reste de la province considérée (région d'Ouargla-El-Gassi - Hassi-El-Hadjar), la série triasique se modifie : les évaporites infra-d2, terme de base habituel du Salifère principal, disparaissent au moins en tant que formation à bancs d'évaporites massives ; dans ce domaine, le «Trias gréseux» est alors l'intervalle compris entre le Paléozoïque et le mur du sel massif (terme médian de la coupe du Salifère principal). C'est-à-dire que, par rapport à la région d'Hassi-Messaoud, le *Trias gréseux se trouve engraissé de l'équivalent argileux des évaporites infra-d2 et des argiles de d2 qui les surmontent.* Ce fait contribue à expliquer la présence, dans certains forages, d'épaisseurs nettement supérieures à celles observées à Hassi-Messaoud (fig. VII. 10). Malgré ce passage de faciès qui *profite* au Trias gréseux, il est frappant que la dorsale El-Gassi - El-Agreb, qui prolonge la structure d'Hassi-Messaoud vers le Sud-Ouest, soit caractérisée par un Trias gréseux extrêmement réduit ou même pratiquement absent : l'ensemble, d'Hassi-Messaoud à El-Agreb, constitue, pour l'époque, l'arête faîtière de la Province centrale et un des traits les plus importants de la répartition des épaisseurs de toute cette plateforme saharienne.

En outre il est remarquable de constater que cette zone résistante, mince, toute proche de la zone de biseau et du rivage sédimentaire et toute proche aussi vraisemblablement de la zone d'alimentation — ou au moins de transit — de la sédimentation clastique se caractérise parfois (région d'El-Gassi - El-Agreb) par une sédimentation fine, essentiellement argileuse, quasi exclusive. Dans quelques cas il est possible que cette nature très argileuse tienne au passage de faciès ci-dessus signalé : quand la transgression du Trias sur le Paléozoïque a été tardive, l'intervalle rapporté au Trias gréseux peut ne correspondre qu'à l'équivalent des évaporites infra-d2 ou des argiles de d2, intervalles peu favorables à l'apparition de grès.

Il semble que cette *montée* du Trias gréseux puisse se poursuivre, aux dépens même du Salifère massif, en particulier dans des forages tels que Qd. 1 (coord. R6). Aussi ce Trias gréseux se présente-t-il typiquement comme un faciès diachrone, jalonnant l'avancée d'une transgression d'étalement progressif (1).

3. LE GRAND ERG ORIENTAL

Le Trias gréseux s'y étend largement, de la frontière tunisienne au Gassi-Touil, comprenant une succession très constante de deux termes différents : 1) l'argilo-gréseux inférieur à la base ; 2) l'argilo-carbonaté sus-jacent. Dans le Gassi-Touil s'ajoute au-dessus une série originale : l'argilo-gréseux supérieur.

A) L'ARGILO-GRÉSEUX INFÉRIEUR.

La limite inférieure est constituée par le contact, discordant, sur le Paléozoïque : elle n'est caractérisée par aucun synchronisme, dans la mesure où le socle paléozoïque n'a été que progressivement acquis au domaine de la sédimentation ; ce qui paraît éminemment probable. La limite supérieure est placée au passage de ces formations gréseuses aux formations plus argileuses sus-jacentes : passage qui est vraisemblablement synchrone dans la plus grande partie de l'aire d'extension ; les bordures sud-ouest (Gassi-Touil), sud (confins du Tinrhert) et sud-est (confins libyens) doivent faire exception, le faciès gréseux montant dans la série, envahissant progressivement l'argilo-carbonaté et l'acquérant *ipso facto* au fur et à mesure à l'argilo-gréseux inférieur.

Les seuls restes organiques découverts dans cette série consistent en empreintes charbonneuses *(Asterocalamites* cf. *scrobiculatus)* et en débris palynologiques sur lesquels bien peu de choses ont été publiées : les trop rares arguments locaux et les corrélations avec le Sud-tunisien suggèrent que cette série date du Trias moyen (avec peut-être un peu de Trias supérieur au sommet).

(1) Jusqu'à un certain point seulement puisque vers le Sud et l'Ouest le Salifère est parvenu en transgression discordante directe sur le Paléozoïque.

Source : MNHN, Paris

Le dessin des isopaques (*op. cit.*, pl. 10) précise les grands traits de la répartition de la subsidence : dans le Nord, *zone subsidente nord-orientale* (ou fosse de Touila-El-Guelta) où les épaisseurs, maximales pour le Sahara algérien, arrivent à atteindre et dépasser 200 m. Au Sud, au contraire, la *plateforme de Zemoul-el-Akbar* se caractérise par des valeurs très faibles, inférieures à 50 m, quelquefois à 25 m. Par ailleurs l'argilo-gréseux inférieur se biseaute contre le môle de Rhourde-el-Baguel, ou n'est représenté que par quelques mètres de coulées diabasiques. Enfin, allongé entre la plateforme du Zemoul-el-Akbar et, d'autre part, la vaste zone haute jalonnée par El-Agreb, El-Gassi, Hassi-Messaoud, Rhourde-el-Baguel, s'est creusé le bassin du Gassi-Touil avec ses deux cuvettes principales, celle de Larroque-Nezla-Nord et celle du Gassi-Touil occidental. Au delà du Gassi-Touil, il y a biseautage brutal vers le Sud-Ouest (môle d'El-Biod), peut-être à imputer partiellement au moins à des surrections et à des érosions post-triasiques ; il y a biseautage progressif et probablement originel vers le Sud-Est, c'est-à-dire vers le Tinrhert, enseveli seulement plus tardivement.

A côté de ces grands traits, rappelons les différences d'épaisseurs considérables que font parfois apparaître les données de puits très voisins : on doit pouvoir en déduire l'existence de paléoreliefs notables que l'argilo-gréseux inférieur a comblé de façon plus ou moins complète ; et peut-être même l'existence de mouvements différentiels locaux contemporains de cette sédimentation (voir ci-dessus).

Les faciès présents varient avec les provinces : grès et passées argileuses alternent, admettant d'importantes passées andésitiques dans le Nord et le centre. Dans le Nord du Grand Erg oriental, les grès sont le plus souvent fins, parfois moyens ou même grossiers, en particulier dans la masse gréseuse quelquefois présente sous l'andésite. Les argiles noires ou grises et pyriteuses alternent avec des argiles brun-rouge ou bariolées. Les débris végétaux, la pyrite, le lignite existent à de nombreux niveaux. Plus au Sud et dans la région de Rhourde-el-Baguel cette tendance à l'affinement du grain de la fraction sableuse s'accentue, en même temps que le pourcentage de cette fraction sableuse par rapport à l'ensemble continue à décroître (province argileuse et sillitique du Grand Erg et de Rhourde-el-Baguel). Brutalement, dès FM. 1 et surtout FM. 2 (coord. T6), des éléments détritiques grossiers réapparaissent — avec galets de quartzite décimétriques — annonçant les faciès du Gassi-Touil, du moins ses faciès de bordure.

Le Gassi-Touil en effet, met en évidence des gammes de taille des éléments détritiques très différentes suivant le site considéré : abondance des niveaux grossiers, présence de blocs, même dans les forages des marges septentrionales, occidentales et méridionales ; affinement parfois très poussé dans les forages les plus internes. L'abondance des observations (nombre élevé de forages, intérêt pétrolier de la formation considérée) ont permis de constater que, en règle générale, les successions rythmiques tendent à devenir plus fines vers le haut. Les ciments argileux prédominent d'abord, à côté des ciments quartzitiques et des imprégnations d'oxyde de fer ; tandis que plus haut à côté des ciments argileux et quartzitiques se développent les carbonates (dolomie et sidérite) et la présence de pyrite. Enfin, en ce qui concerne les argiles, on note la succession de la kaolinite, de l'illite-montmorillonite et, tout à fait en fin de formation, de chlorite magnésienne. Les stratifications entrecroisées semblent toujours d'une grande fréquence.

Les cartes isolithes de la fraction détritique et des carbonates indiquent très bien un classement régional important. L'apparition des carbonates en direction du Nord et du Nord-Est — qui sera confirmée par l'étude du Sud-tunisien — manifeste clairement certaines influences mésogéennes. Quant à la carte des pourcentages des éléments détritiques, elle suffit pour localiser les zones d'apport minimal (partie centrale, y compris la plate-forme de Zemoul-el-Akbar) et celles d'apport maximal, en particulier la fosse de Larroque-Nezla Nord et la partie occidentale du Gassi-Touil. Il y a coïncidence remarquable entre ces zones à bancs détritiques importants — par rapport aux passées argileuses — et les zones à matériel grossier : cette coïncidence tend à établir la proximité des zones d'alimentation.

Conclusions.

Malgré l'extension très générale de l'argilo-gréseux inférieur, cette formation subit des variations considérables dans le domaine étudié. Ces variations, dans l'épaisseur totale et le faciès, s'ordonnent suivant une certaine logique qui permet en particulier de localiser les zones les plus proches des aires présumées d'alimentation de la sédimentation détritique. Il est probable que de telles aires — par exemple sur le môle d'El-Biod, dans la région d'Allenda-Azzel — étaient animées de mouvements ascendants, grâce auxquels elles donnaient prise à l'érosion. *Or il est remarquable que ces aires ascendantes jouxtent immédiatement des zones particulièrement subsidentes de la même époque.* Cette instabilité et ce rapprochement d'aires ascendantes et d'aires subsidentes se poursuivront, régionalement, autant dans la suite des temps triasiques que dans les époques ultérieures.

B) L'argilo-carbonaté.

L'argilo-carbonaté représente dans le Grand Erg oriental une unité épaisse (150 à 200 m), beaucoup plus argileuse que carbonatée, avec en certains endroits réapparition de coulées andésitiques : le contraste lithologique est donc important avec l'argilo-gréseux inférieur. Rappelons que le contact de ces deux formations paraît sensiblement synchrone, sauf toutefois dans les zones marginales (Ouest du Gassi-Touil, confins du Tinrhert, abords du craton libyen) où la persistance des apports gréseux tend à engraisser l'argilo-gréseux inférieur aux dépens de

Source : MNHN, Paris

l'argilo-carbonaté. La limite supérieure de l'intervalle est plus complexe : conventionnellement je l'ai située au mur des premiers bancs salifères ou anhydritiques des «évaporites infra-d2», là où celles-ci existent ; tandis que là où ces évaporites ont disparu (Gassi-Touil) j'ai placé la limite au mur de l'«argilo-gréseux supérieur» sus-jacent. Dans les deux cas, le synchronisme de la limite ainsi définie est loin d'être parfait. On peut même établir, dans le Gassi-Touil par exemple, que la réapparition des grès qui marque l'argilo-gréseux supérieur, est un phénomène plus ou moins précoce d'un puits au suivant.

Les rares données paléontologiques — palynologiques essentiellement — existant sur cette série conduisent à l'attribuer au Trias supérieur.

LA RÉPARTITION DES ÉPAISSEURS. (*op. cit.*, pl. 11). — Une des caractéristiques de cet argilo-carbonaté réside dans la régularité et l'homogénéité de ses épaisseurs. Le contraste avec l'argilo-gréseux inférieur est d'autant plus marqué que cette homogénéité dans les épaisseurs s'étend aux régions les plus irrégulières, les plus bosselées de l'époque précédente, tel le champ de Nezla ou le vaste ensemble de Rhourde-Nouss.

Dans le domaine où l'argilo-carbonaté est surmonté par les évaporites infra-d2, les épaisseurs sont très généralement comprises — sur près de 100.000 km2 — entre 150 et 200 m. Des valeurs légèrement supérieures apparaissent dans le Nord, qui marqueraient une «zone subsidente nord-orientale». Un peu au Sud, les forages d'El-Guelta et du Borma jalonneraient une zone légèrement plus subsidente que la moyenne.

Là où l'argilo-carbonaté est limité par l'argilo-gréseux supérieur, les valeurs d'épaisseurs dépassent 200 m dans le Gassi-Touil central et oriental correspondant à une subsidence exceptionnelle pour cette région. Les réductions sont régulières et rapides vers l'Ouest — la série se biseautant avant El-Gassi —, le Sud-Ouest (biseautage avant Azzel et Allenda) et le Sud. L'évolution est plus mal définie en direction du Tinrhert. Ces amincissements, je le rappelle, sont dus pour une part importante à l'envahissement par des éléments détritiques qui a pour effet d'agréger la portion correspondante de cet argilo-carbonaté aux formations argilo-gréseuses encaissantes.

PRINCIPAUX CARACTÈRES DES FACIÈS. — Le Gassi-Touil — à l'exception de ses marges où l'envahissement par les éléments détritiques perturbe la série normale — a révélé une succession très constante : 1) les «argiles inférieures», feuilletées, plus ou moins dolomitiques, avec parfois intercalations de bancs dolomitiques et sphérolites de sidérite, localement avec anhydrite ; 2) l'«argilo-silteux» où alternent des argiles parfois gréseuses, des pélites et des grès fins ; avec passées grossières dans le Sud ; 3) la masse principale (100 à 150 m) consiste en argiles rouges (*«mixed layer illite-montmorillonite»* à La. I, Tg. 1), avec minuscules globules dolomitiques et bancs dolomitiques, à débris de tests d'Ostracodes, avec passées bréchoïdes et intercalations silicifiées. Un faisceau de ces bancs dolomitiques avec passées argileuses, constitue l'horizon très constant appelé dolomie-repère (fig. VII. 5). Les argiles ferrugineuses à oligiste et hématite sont fréquentes.

Dans le reste du domaine (Zemoul-el-Akbar, région centrale — Rhourde-el-Baguel —, partie septentrionale et confins tunisiens), il s'agit d'une masse d'argiles dont la teneur en dolomie est souvent notable et qui admettent des bancs de dolomie argileuse, de dolomie compacte, en général microcristalline — dont la dolomie-repère —, des pélites et grès très fins à débris ligniteux, des passées et cristaux disséminés d'anhydrite, de la pyrite et des nodules charbonneux. Diabases et sphilites forment localement (Rhourde-el-Baguel) une proportion non négligeable de cette série. Sur cette masse d'argile, repose le niveau A : grès fins à très fins, rougeâtres, à ciment argileux, parfois anhydritiques ou quartzitiques, à stratifications entrecroisées, qui s'intercalent dans des argiles. La constance de ce niveau est extraordinaire, eu égard à sa très faible épaisseur (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Il est remarquable de surcroît que si le grain de ces grès tend à s'affiner vers le Nord, l'épaisseur du niveau A qui contient ces bancs de grès, s'accroît au contraire dans cette direction. Par contre ce même niveau A s'amincit considérablement dans la région de Bir-Dolmane et vers l'Est, vers le Borma. Au-dessus enfin quelques mètres ou quelques dizaines de mètres de «Trias argileux» font transition vers les évaporites infra-d2.

L'évolution cartographique des faciès. La fraction détritique ne marque une évolution notable que sur les marges du Gassi-Touil (Azzel Nord - Allenda Nord et une partie du champ de Rhourde-Nouss) où les teneurs en éléments clastiques prennent des valeurs tout à fait inhabituelles pour l'argilo-carbonaté (valeurs localement supérieures à 50 %) : régions qui ont donc été le siège pratiquement permanent d'une sédimentation détritique grossière. Une carte isolithe de la fraction carbonatée met en évidence un accroissement remarquable des constituants correspondants en direction des confins tunisiens : ce qui localise, dans cette direction à cette époque, les influences mésogéennes.

CONCLUSIONS. — L'homogénéité d'épaisseur et de faciès de l'argilo-carbonaté offre un contraste frappant avec l'argilo-gréseux inférieur. Ces caractéristiques amènent à supposer un plancher sédimentaire horizontal et une subsidence très régulière.

L'argilo-carbonaté apparaît avant tout comme une période de rémission des apports détritiques, au moins grossiers. Les apports continentaux semblent se limiter à des argiles et — secondairement — à du fer, retrouvé à la fois sous forme d'oxyde (argiles et dolomies ferrugineuses), de sidérite et de pyrite. Cette rémission des apports détritiques grossiers s'est accompagnée d'une modification du chimisme, dans le sens de l'approche du seuil de précipitation des carbonates : d'où cette généralisation brutale quoique brève et sporadique de faciès à Ostracodes.

Source : MNHN, Paris

En l'absence complète de faunes marines certaines, on est amené à imaginer un bassin à salinité inférieure à celle de la mer où alternaient les pulsations argileuses et les phases carbonatées.

En présence de cet ensemble de phénomènes doit-on parler, par rapport à l'argilo-gréseux inférieur, de transgression ? Notons que si une affirmation du caractère marin semble réelle dans le Sud-tunisien à cette époque (voir ci-dessous), il n'est pas légitime d'expliquer l'argilo-carbonaté du Gassi-Touil par des phénomènes qui se sont produits 500 à 1000 km *à l'aval*, en Djeffara. En présence d'un affinement du grain, il est classique également de faire appel à une diminution de l'activité tectonique. Je ferai simplement remarquer que les sédiments grossièrement détritiques ne sont pas inexistants, mais très strictement et très localement cantonnés. Ce qui a manqué, en somme, pour que se poursuive l'argilo-gréseux inférieur, c'est simplement un agent de transport. Aussi, en définitive, il me paraît plus vraisemblable d'interpréter la période correspondant à l'argilo-carbonaté comme une phase particulière surtout climatique pendant laquelle le moteur hydrodynamique des transports et de la distribution des sédiments clastiques a fonctionné à un rythme ralenti et, par conséquent, dans un secteur géographique beaucoup plus limité.

C) L'ARGILO-GRÉSEUX SUPÉRIEUR.

L'argilo-gréseux supérieur est une formation épaisse (pouvant dépasser 200 m), très bien individualisée – entre l'argilo-carbonaté sous-jacent et le Salifère sus-jacent – et à peu près spécifique du Gassi-Touil. Malgré cette individualité, aussi bien sur les coupes lithologiques que sur les diagraphies, les limites de la formation sont caractérisées par un manque de synchronisme parfois manifeste : les décharges gréseuses auxquelles correspond cet argilo-gréseux supérieur, alimentées partiellement par le môle d'El-Biod voisin, ont fait sentir leur effet plus ou moins précocement ou plus ou moins tardivement suivant les régions considérées.

Il est important de préciser l'évolution et les rapports latéraux d'une formation aussi épaisse et aussi strictement cantonnée géographiquement. *Vers le Nord-Est* cet argilo-gréseux supérieur passe latéralement aux évaporites infra-d2, formation de base du Salifère principal. La comparaison de coupes voisines – celles des forages Nezla-Nord et Feidjet-el-Moulay en particulier (fig. VII. 6) – établit, en effet sans le moindre doute, l'identité et l'équivalence latérale de l'argilo-gréseux supérieur et des évaporites infra-d2. D'ailleurs l'abondance de l'anhydrite, la fréquence du sel dans l'argilo-gréseux supérieur de la province mitoyenne, dans les coupes des Nezla en particulier, correspondent à quelques lèches évaporitiques poussées jusque dans le milieu «deltaïque», qui viennent confirmer cette équivalence latérale. Malgré ces intrications, dans l'ensemble, on constate avec une certaine surprise à quel point le passage est brutal : il est pratiquement total sur les 17 km qui séparent FM. 2 de NzN. 1. Or il est singulier que, du haut en bas de l'intervalle couvert, c'est-à-dire pendant le dépôt de 100 à 200 m d'argilo-gréseux d'un côté, d'autant d'argiles évaporitiques de l'autre, la frontière soit restée stationnaire, que les intrications ne revêtent pas plus d'importance, ni les mélanges plus d'ampleur (1). D'où l'expression à propos de ce passage de *front du delta* du Gassi-Touil.

Vers le *Nord-Ouest et l'Ouest*, la formation s'amincit et se biseaute ou passe aux couches condensées, discordantes sur le Paléozoïque, assez mal localisées stratigraphiquement, repérées à Fort-Lallemand (Fld. 1) ou dans la région d'El-Agreb - El-Gassi. Vers le *Sud-Ouest*, direction d'Azzel-Allenda et du môle d'El-Biod, il y a biseautage et disparition brutale de la formation, phénomènes d'autant plus remarquables qu'ils s'opèrent à proximité des plus fortes épaisseurs du Gassi-Touil. Une telle disposition suggère que la région d'Azzel-Allenda, qui a participé déjà plus ou moins partiellement à l'alimentation de la sédimentation de cet argilo-gréseux supérieur, s'est trouvée au cours des temps mésozoïques postérieurs animés de nouveaux mouvements de surrection par l'effet desquels les lambeaux de cette formation qui avaient pu s'y déposer en ont été radicalement érodés.

Vers le *Sud-Est*, il est probable que l'argilo-gréseux supérieur se poursuit, formant une partie sinon la quasi-totalité du Trias du Timhert (grès de Zarzaïtine) : mais les modifications qui affectent la série dans cette direction empêchent de repérer avec une certitude suffisante l'équivalent de l'argilo-gréseux supérieur, dans une succession devenue entièrement gréseuse. Vers l'*Est* enfin (Arb. 1, Brd. 1 - coord. U7 et U6 -) l'amenuisement des éléments détritiques tend à amoindrir l'«argilo-gréseux supérieur», défini par la présence de grès.

Les variations d'épaisseur sont importantes et elles s'ordonnent logiquement, depuis les deux régions les plus puissantes : celle de Larroque au Nord et celle d'Allenda-Rhourde-Nouss au Sud. Mais ces variations ne reflètent que secondairement des variations de subsidence. Elles traduisent essentiellement l'épaisseur de la série

(1) En fait, il n'est pas exclu que les grès du niveau A, très constants dans le reste du domaine saharien au sommet de l'argilo-carbonaté, correspondent très partiellement à cet argilo-gréseux supérieur : ils pourraient être, par exemple l'équivalent de la base de cet ensemble, c'est-à-dire de la série la plus grossière. D'ailleurs, le niveau A a parfois été décrit avec des caractères minéralogiques rappelant ceux de l'argilo-gréseux supérieur.

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

envahie en chaque point par le faciès détritique. La *montée* du faciès gréseux aux dépens du Salifère a pu être suivie pas à pas dans le Gassi-Touil, grâce à l'importante densité des sondages qui facilitent et précisent les corrélations de proche en proche. Cette montée ne fait que s'aggraver vers le Sud, le Salifère disparaissant complètement dans cette direction. Quant à la *descente* du faciès gréseux aux dépens de l'argilo-carbonaté sous-jacent, il en a déjà été question ci-dessus. A Rhourde-Nouss on saisit l'intervention d'un troisième facteur dans cette répartition des épaisseurs : il s'agit du jeu précoce, de résistance à la subsidence, de certaines structures anticlinales ou, au moins, de certaines parties de ces structures.

Je ne reviendrai pas sur les principaux caractères pétrographiques de cette formation, déjà décrits par ailleurs (*op. cit.*) et qui lui confèrent une nette originalité par rapport à l'argilo-gréseux inférieur. Je signalerai seulement que les courbes isolithes de la fraction détritique et les isopourcentages de cette fraction rapportée à la formation totale manifestent une régularité parfaite (*op. cit.*, fig. 35) : autour des maxima du Sud-Ouest du Gassi-Touil une succession d'auréoles marque une décroissance tout à fait progressive. Nouvel argument pour situer au delà vers le Sud-Ouest (môle d'El-Biod) la source de l'alimentation détritique ou du moins une des sources principales.

Que penser, en conclusion, du milieu de dépôt de cette formation ? La grossièreté de certains éléments détritiques, l'abondance des stratifications obliques et des galets d'argiles, la fréquence du lignite et d'autres débris charbonneux, tout évoque les dépôts de cours d'eau puissants. En même temps, l'étalement de la formation, l'extension *régionale* des ensembles successifs qui la composent (par exemple la série grossière de la base) s'opposent à l'allure linéaire des dépôts d'un cours d'eau qu'elles que soient les divagations que l'on admet : d'où, une fois encore, l'épithète de dépôts *deltaïques*...

4. LE SUD-TUNISIEN.

J'ai encore décrit dans ce domaine un argilo-gréseux inférieur et un argilo-carbonaté ; mais les séries sont différentes ici de ce qu'elles étaient dans le Grand Erg oriental algérien et les corrélations réalisées entre ces grandes unités sont elles-mêmes incertaines.

A) L'ARGILO-GRÉSEUX INFÉRIEUR.

Une série argilo-gréseuse, souvent considérablement plus *épaisse* que celle du Sahara algérien, représente ici encore le premier terme de la série triasique. Sa *limite inférieure*, constituée par le contact avec le Paléozoïque, offre certains problèmes de définition qui n'existaient pas au Sahara algérien. En particulier l'apparition ici d'une série permienne relativement complète et, en même temps, le fait que la série triasique tend à se compléter par sa base, sont deux faits qui convergent pour suggérer la possibilité au moins d'un *passage continu* entre Paléozoïque et Trias. Ce passage continu apparaît d'autant plus plausible qu'il faut dénier toute réalité à la discordance autrefois signalée entre Permien et Trias au Sud du djebel Tebaga. Le passage lithologique des calcaires permiens aux grès triasiques étant aussi progressif et les faunes très rares ou absentes dans ces couches de passage, la délimitation du Permien et du Trias offre, dans les forages de Djeffara, un problème ardu. La *limite supérieure*, contact avec l'argilo-carbonaté, est purement lithologique et son synchronisme avec le contact homologue de la série algérienne est rien moins qu'assuré. Il semble que dans les sondages tunisiens les plus méridionaux (Mechiguig-Garaa-Tebourt), le contact examiné tend à monter dans la série, les apports détritiques ayant persisté retardant ainsi l'installation de l'argilo-carbonaté.

1) DANS LES SONDAGES.

Des critères granulométriques permettent de reconnaître ici, au sein de cet argilo-gréseux inférieur, une série grossière et, au dessus, une série fine supérieure.

1) La **série grossière**. Dans cette première formation, les passées grossières – avec même dragées de quartz –, les galets d'argiles, l'importance des stratifications entrecroisées sont la marque de courants d'une certaine puissance qui transportaient le matériel détritique et, en même temps, modelaient et façonnaient les dépôts. En outre la présence d'un matériel aussi grossier et l'abondance des restes de végétaux et surtout des débris

Fig. VII. 6. – Coupes du Trias du Nord du Gassi-Touil. FM. 2 montre une succession habituelle de type plateforme saharienne septentrionale et, à 17 km de distance, NzN. 1 est un exemple de coupe du Gassi-Touil. Les corrélations entre les ensembles lithologiques successifs sont évidentes et l'on en déduit l'équivalence latérale des évaporites Infrs-d2 (sel gemme et argiles salifères) du Nord et de l'argilo-gréseux supérieur du Gassi-Touil.

Source : MNHN, Paris

charbonneux suggèrent l'affleurement continental de socle à une distance non excessive. Sur la position de ces affleurements on ne peut d'ailleurs qu'émettre des hypothèses. La série grossière, d'épaisseur maximale en Djeffara, s'amincit vers l'Ouest et le Sud puis disparaît : il est difficile d'établir si ce biseautage correspond à une limite d'extension ou à un passage de faciès : la première hypothèse paraît néanmoins plus probable. Il semble que cette série n'ait pas non plus son équivalent en Djeffara libyenne, soit qu'elle passe latéralement aux grès plus fins de l'Ouled-Chebbi, soit qu'elle disparaisse sous la discordance érosive de la formation sus-jacente (niveau à Myophories de la série fine supérieure). Cette série grossière n'a pas fourni de fossiles qui en établissent l'âge. Dessous on sait que les premières faunes permiennes (*Streblospira*, etc.) n'apparaissent que beaucoup plus bas, mais dans des couches qui semblent en continuité de sédimentation. Dessus, au contraire, le niveau à Myophories, immédiatement sus-jacent, a pu être daté en Libye du Trias moyen : dans ces conditions, on peut parler de Trias inférieur à propos de cette série grossière.

2) La **série fine supérieure** qui est au-dessus doit au contraire être attribuée au Trias moyen. Elle est en effet comprise entre deux niveaux dolomitiques fossilifères. A la base il s'agit de dolomies glauconieuses qui ont livré des Myophories en Tripolitaine (niveau à Myophories de la base de la formation de Ras-Hamia) et qui s'identifient encore dans de nombreux sondages tunisiens malgré la disparition des Myophories. Au sommet, il s'agit des dolomies couronnant immédiatement les grès rouges du Rehach et sous-jacentes à la masse gréseuse puis surtout carbonatée de ce djebel (*dolomie inférieure in* G. Busson, 1967, page 25 et 27). Ces bancs dolomitiques ou *dolomie inférieure* ont livré à L. Pervinquière une faunule de Lamellibranches d'âge muschelkalk, puis à A.F. de Lapparent toute une faune (dont des *Ptychites*) du même âge. Lithologiquement il s'agit de grès fins à moyens ; d'argiles souvent bariolées, disposées soit en strates, soit en lentilles, soit en galets ; la dolomie – hormis les bancs bien individualisés de la base et du sommet – se présente en amas, en nodules ou en lentilles. Le charbon et la pyrite restent fréquents, comme ils l'étaient dans la série sous-jacente. En dehors des dolomies de la base et du sommet, la faune est rarissime, mais pas radicalement absente (*Estheria minuta* à Sn. 1).

L'évolution des épaisseurs (*op. cit.*, fig. 30) est dominée par trois faits : 1) l'épaississement du Dahar à la Djeffara maritime est aussi net à cette époque que pendant la précédente ; 2) l'amincissement dans la direction du môle du Tebaga (OS. 1) prend sa source, à la fois dans un amenuisement stratigraphique d'origine et aussi dans l'action d'une certaine érosion mésozoïque – si l'on en juge d'après les observations faites sur les affleurements de la falaise ; 3) dans la région Sud – et peut-être dès Mg. 1 – l'épaississement marqué par les courbes est dû, vraisemblablement, plus à une montée du faciès gréseux aux dépens de l'argilo-carbonaté, qu'à une subsidence accélérée de l'intervalle qui correspond à cette série fine supérieure.

3) **L'argilo-gréseux inférieur considéré globalement.** Dans les cartes couvrant l'ensemble du domaine saharien les données relatives à ces deux séries – grossière et fine supérieure – ont dû être exprimées pour l'ensemble de l'argilo-gréseux inférieur considéré globalement.

Les **variations d'épaisseur** (*op. cit.*, pl. 9) permettent de caractériser trois domaines dans ce Sud-tunisien. Le premier domaine est celui de la fosse de Djeffara aux épaisseurs *extraordinaires* par rapport à ce qui est connu sur la plateforme saharienne. Si les gradients d'épaississement sont déjà exceptionnels puisque de l'ordre de 20 m par kilomètre [1], dans le domaine reconnu en détail, ils doivent être encore beaucoup plus forts en Djeffara maritime, puisque le forage de Ben-Gardane aurait recoupé près de 1500 m de Trias gréseux.

Le deuxième domaine est celui du môle du Tebaga ; plus complexe car aux amenuisements stratigraphiques s'ajoutent les rabotages dus aux érosions mésozoïques plus tardives. Le troisième domaine enfin comprend tout le Dahar et la Djeffara inférieure, jusqu'à Tt. 1 et At. 1 : les amincissements très lents, très progressifs – de l'ordre de 1 à 2 m par kilomètre – sont caractéristiques des phénomènes propres à cette plateforme saharienne [2].

Les **cartes de faciès** apportent également de nombreux éléments. *La carte isolithe de la fraction sableuse* porte pour chaque forage le pourcentage que cette fraction sableuse représente par rapport à l'intervalle total. Le reste, c'est-à-dire le complément, est essentiellement constitué, dans le Sud-tunisien, par des argiles. Ce sur quoi je veux attirer l'attention, c'est *l'extrême constance de ces pourcentages dans l'ensemble du domaine considéré, malgré – et à travers – de considérables variations d'épaisseurs* : pendant que les épaisseurs passent en effet de moins de 150 mètres à plus de 700 mètres, les pourcentages de détritiques eux, oscillent entre 55 et 70 %. Que peut-on en conclure, sinon que la subsidence n'a pratiquement joué aucun rôle sur *la nature* de la sédimentation : les apports étaient argileux ou bien ils étaient détritiques et les uns comme les autres comblaient l'espace offert, en quelque sorte «saturaient la subsidence». L'exemple est à citer, car on sait quel *deus ex*

(1) J'élimine certaines zones particulières où les données se rapportant à l'argilo-gréseux viennent évoquer le jeu embryonnaire possible d'une faille pendant la sédimentation : ainsi la différence considérable d'épaisseur entre Sl. 1 et Sl. 2 (Sidi-Toui).

(2) A cette constance d'épaisseur tout à fait remarquable s'ajoute d'ailleurs dans ce dernier domaine une extrême homogénéité des caractères lithologiques. C'est ainsi que des courbes granulométriques ont mis en évidence des similitudes étonnantes entre la série de Sn. 1 et celle de Nm. 1, puits situé à 130 km au Nord-Est : quatre «repères granulométriques» existent même en commun dans chacun de ces deux sondages, prouvant ainsi l'extrême homogénéité des conditions de sédimentation dans cette partie de la plateforme saharienne.

Source : MNHN, Paris

machina représente la subsidence – ou plus exactement les rapports hypothétiques entre sa valeur et l'importance des apports – dans de nombreuses interprétations des successions lithologiques, en pays plissé.

Par ailleurs, la *carte de la fraction carbonatée* (*op. cit.*, fig. 25) manifeste un certain enrichissement en direction de la Djeffara maritime. Après avoir rappelé – encore une fois – le caractère incertain de cette estimation d'une fraction carbonatée le plus souvent diffuse au sein des grès, je crois pouvoir néanmoins en faire état comme témoin probable de lointaines influences d'une mer ouverte.

2) Les affleurements.

L'ensemble, appelé argilo-gréseux inférieur en sondages, affleure en Djeffara et au pied de la grande falaise, entre l'oued Tatahouine et le djebel Tebaga. Ce sont les grès rouges du Sud-tunisien, autrefois classiquement attribués au Trias inférieur par les auteurs. Il faut distinguer dans ces affleurements deux domaines profondément différents.

a) Dans la partie centrale de la Djeffara, au Nord et au Nord-Est des reliefs du djebel Rehach et de Sidi-Toui et sous ces reliefs, les grès rouges sont recouverts en *concordance* [1] par les carbonates triasiques. En fait il n'existe, sous la dolomie inférieure, que 100 à 200 mètres de séries – entre les petites coupes offertes par le pied des reliefs et les très mauvais affleurements de la plaine de Kirchaou –. Ces grès qui affleurent ici doivent donc correspondre, par rapport à la série des sondages, à la seule série fine supérieure (Trias moyen).

b) Dans la partie septentrionale, au Nord de la basse vallée de l'oued Tatahouine, les grès rouges triasiques sont redressés et rabotés par la transgression discordante des termes ultérieurs du Mésozoïque (du Trias supérieur à l'Aptien, progressivement). Ainsi doivent venir se biseauter successivement du Sud vers le Nord la totalité de la série fine supérieure, de la série grossière et de ses niveaux subordonnés et enfin une partie du Permien ; et effectivement sur le flanc sud du Tebaga de Medenine, on voit les grès rouges triasiques reposer en concordance et en continuité de sédimentation sur le Permien fossilifère. Malheureusement, les conditions d'affleurements sont très mauvaises, les coupes très fragmentaires et les raccords impossibles : depuis Argoub-el-Oussif et Hamaïma-Kbira jusqu'au djebel Zebassa, seuls, quelques éperons de falaise (dont Msalakr-el-Betoum, Sidi-Stout, Kef-el-Aneba, Semoumenia) présentent quelques mètres bien exposés. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que ni le niveau à *Streblospira* du sommet du Permien, ni le niveau carbonaté dit à Myophories qui s'intercale dans ces grès et marque la base du Trias moyen, n'aient pu être repérés à l'affleurement.

B) L'argilo-carbonaté.

1) Dans les sondages. – L'argilo-carbonaté se définit bien entre les derniers bancs gréseux sous-jacents (en dehors d'un domaine méridional – voir ci-dessous –) et les premiers bancs salifères sus-jacents. Par contre le rapprochement qui est fait avec l'argilo-carbonaté du Sahara algérien repose sur des corrélations un peu incertaines en l'absence de forages implantés dans le domaine intermédiaire et dont les données soient accessibles à la consultation. Suivant certaines corrélations une partie au moins de l'argilo-carbonaté ci-dessous considéré représenterait en réalité l'équivalent des évaporites infra-d2 du Sahara algérien. Par ailleurs l'argilo-carbonaté varie ici de façon plus importante et plus rapide qu'il ne le faisait au Sahara algérien, depuis des faciès essentiellement argileux, jusqu'à une masse surtout carbonatée, tandis que le domaine intermédiaire comporte beaucoup d'anhydrite, minéral rare ou absent dans l'argilo-carbonaté du Sahara algérien.

La répartition des épaisseurs (*op. cit.*, pl. 11) serait caractérisée par une sorte de sillon relativement subsident (sillon du Sanrhar-Azizia) de direction Est-Ouest et localisé sur l'emplacement du Sud-Ouest de la Djeffara tripolitaine – où s'observeraient, vers Azizia en particulier, les épaisseurs les plus fortes connues pour l'intervalle –, puis d'une partie du Dahar tunisien (région de Makrerouga-Sanrhar). Les glacis limitant ce sillon ont une signification différente vers le Nord et vers le Sud. Vers le Nord, c'est-à-dire vers le môle du Tebaga, l'amincissement provient d'un amenuisement stratigraphique, phénomène qui s'observe à l'évidence dans la grande falaise entre le Rehach, Sidi-Mosbah et le Tebaga (G. Busson, 1967). Vers le Sud, l'amincissement de plus en plus poussé observé à Dn. 1, Sb. 1, Mg. 1 et Te. 1 prend à la fois sa source dans une moindre subsidence et dans le passage de faciès par lequel la persistance des apports détritiques réduit l'argilo-carbonaté résiduel.

Dans la répartition des faciès, les variations d'importance de la *fraction carbonatée* (*op. cit.*, fig. 27) sont particulièrement importantes. Alors que les confins du Grand Erg oriental (Sn. 1, Dn. 1, Sb. 1) ont très peu de

(1) J'ai déjà signalé (1967, p. 25) que le changement de sédimentation qui oppose au Nord du djebel Rehach les grès rouges et la dolomie inférieure qui les surmonte, ne doit plus être interprété comme une discordance tectonique ; elle correspond seulement à une différence dans le mode et le milieu de sédimentation : «A un régime hydrodynamique de transport et de dépôt qui engendrait une stratification perturbée, à bancs inclinés, ravinements, corps gréseux et corps argileux lenticulaires – en un mot où les discordances sédimentaires étaient de règle – succède assez brusquement un régime de sédimentation parfaitement calme, dans un milieu marin assez homogène et sur un fond bien horizontal».

Source : MNHN, Paris

carbonates et que les teneurs diminuent encore vers le Sud (Mg. 1) ou même s'annulent (Te. 1) ; en direction de la Djeffara au contraire les carbonates prennent une importance croissante. Puis à proximité des affleurements du Rehach - Sidi-Toui, l'ensemble de l'intervalle passe intégralement à des carbonates : dolomies et calcaires dolomitiques recoupés dans les sondages de ST. 2, Lg. 1 et Lg. 3 et qui forment les reliefs de ces djebels qui dominent la Djeffara. On sait qu'en Djeffara tripolitaine cette évolution se poursuit : non seulement la fraction carbonatée est très importante mais en outre elle est constituée de calcaires et non plus de dolomies. Quant à *l'anhydrite*, qui ne formait pas plus de 2 à 3 % de l'argilo-carbonaté du Grand Erg algérien, on en compte une vingtaine de mètres à Sn. 1 et Dn. 1, une quarantaine de mètres à Mr. 1 et Tt. 1 et enfin pas loin de 60 mètres (soit plus de 45 % de la totalité de l'intervalle) à Kf. 1. La *faune*, trouvée dans quelques carottes (Ostracodes, *Estheria minuta, Actaeonina gipsata, Lingula zenkeri,* Trocholines, Ophtalmidiidés), provient de la base de l'intervalle et daterait du Muschelkalk supérieur.

2) Les affleurements. – a) En Djeffara, 80 à 90 m de dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques intercalés d'argiles et d'argiles dolomitiques affleurent dans ces reliefs de la Djeffara. Ils ont fourni successivement à L. Pervinquière (1912), puis à A. F. de Lapparent (1954, p. 132), une faunule de Lamellibranches attribués alors au Muschelkalk. En fait, une étude critique de ces faunes, menée par des spécialistes ayant examiné les faunes beaucoup plus riches des calcaires homologues d'Azizia (Tripolitaine), a montré que rien ne s'opposait à l'adoption pour ces couches du Rehach de l'âge carnien attesté par les faunes de l'Azizia libyen.

b) En dehors de la Djeffara, la Province septentrionale montre, entre Sidi-Mosbah et Zemlet-en-Negueb, d'autres affleurements de ces calcaires dolomitiques. Je rappelle que ceux-ci, assimilés au Bathonien par de nombreux auteurs depuis G. Mathieu (1949), m'ont fourni des Myophories au Kef-el-Anoba. Il s'agit de calcaires dolomitiques normalement subordonnés au reste de la série mésozoïque, mais discordants sur les grès rouges triasiques sus-jacents : disposition tout à fait normale sur la bordure de bassin que représente à bien des époques ce môle de Tebaga. L'observation faite sur le terrain aide à interpréter une série telle que celle de OS. 1.

Conclusions. – L'intérêt de «l'argilo-carbonaté» du Sud-tunisien est extrême. Dans cette région située aux confins mésogéens, les épaisseurs s'accroissent ; les faciès changent : il y a enrichissement en anhydrite et en dolomies au détriment de l'argile, puis – en Tripolitaine – en calcaires au détriment de la dolomie ; enfin et surtout, les faunes marines font leur apparition avec une certaine abondance et permettent, pour la première fois, d'avancer une attribution d'âge.

5. Le Sud-Est du Tinrhert : les grès de Zarzaïtine.

A) En sondages.

Les grès du Trias, peu ou mal représentés sous la hamada de Tinrhert, s'épaississent vers le Sud dans la région de Zarzaïtine où ils viennent à l'affleurement. Cet épaississement prend à la fois son origine dans un passage de faciès qui engraisse, du Nord de la hamada vers le Sud, la partie gréseuse aux dépens des argiles et des évaporites ; et en même temps dans une subsidence accrue dans la zone la plus méridionale (fosse de Tiderer). Ce phénomène est donc complexe et ne peut ici être décrit dans le détail. L'intérêt extrême de cette série tient au fait qu'il s'agit des seuls affleurements de grès triasiques de la plateforme saharienne – hormis les témoins du Sud-tunisien, en situation périphérique –.

La carte en isopaques ci-jointe (fig. VII. 7), établie avec une précision inaccoutumée (équidistance 5 m) grâce aux données de sondages, ne couvre que le Sud-Est de la hamada de Tinrhert, jusqu'à la zone des affleurements. Dans cette aire restreinte, les limites, inférieure et supérieure, des grès triasiques peuvent être considérées comme approximativement synchrones : la répartition des épaisseurs exprimées par cette carte peut, de ce fait, être considérée comme fournissant une bonne approximation des valeurs de la subsidence. Parmi les traits principaux on notera la fosse de Tiderer qui marque – un peu paradoxalement par rapport ce que montreront très généralement ces séries sahariennes – un épaississement vers le Sud, avec les épaisseurs maximales observées (plus de 150 m) sur les limites d'affleurement. Le «haut de Zarzaïtine», caractérisé par des épaisseurs plus basses (moins de 120 m), jouxte la «fosse d'Alrar», tandis que les valeurs tombent à moins de 100 mètres dans le Nord-Ouest du domaine cartographié (Frg. 1 : 85 m) ou «terrasse d'Ohanet».

La coupe ci-jointe (fig. VII. 8) est fondée seulement sur les données de cinq sondages distants au total de près de 150 km et répartis depuis la région d'Ohanet (Fersig 1) jusqu'à la fosse de Tiderer. Cette coupe fournit déjà quelques données sur la constitution lithologique de cette série de Zarzaïtine. De nombreuses passées argileuses s'intercalent dans cette succession ; mais deux seulement tendent à couvrir le domaine en cours d'examen (intercalation argileuse inférieure ou argile de Ta. 2 ; intercalation argileuse supérieure). Ces deux passées isolent des corps gréseux que l'on peut nommer grès inférieurs ou grès à Stégocéphales, grès

Source : MNHN, Paris

moyens et grès supérieurs. Le simple examen de la coupe démontre que l'épaisseur de chacun de ces corps gréseux partiels évolue, en général, dans le même sens que l'épaisseur globale de la série de Zarzaïtine. Toutefois il est manifeste également que l'amincissement, observé de Tiderer (Tid. 1) à Fersig (Frg. 1), se produit principalement dans les grès inférieurs ou grès à Stégocéphales : l'*acquisition des zones occidentales au domaine sédimentaire a dû se faire progressivement, en particulier au cours du dépôt de ces grès inférieurs.* Ces phénomènes locaux s'intègrent d'ailleurs parfaitement au cadre paléogéographique régional : les zones résistantes se cantonnent effectivement dans l'Ouest ; la région de Mazoula-Tin-Fouyé n'a pas été recouverte par les grès triasiques — ou du moins ceux-ci n'ont pas laissé de témoin — mais seulement par du «Taouratine» (Jurassique *p. p.*) ; tandis que l'emplacement d'une grande partie de l'Erg Issaouane n'a été enseveli que très tardivement, vraisemblablement au Crétacé inférieur.

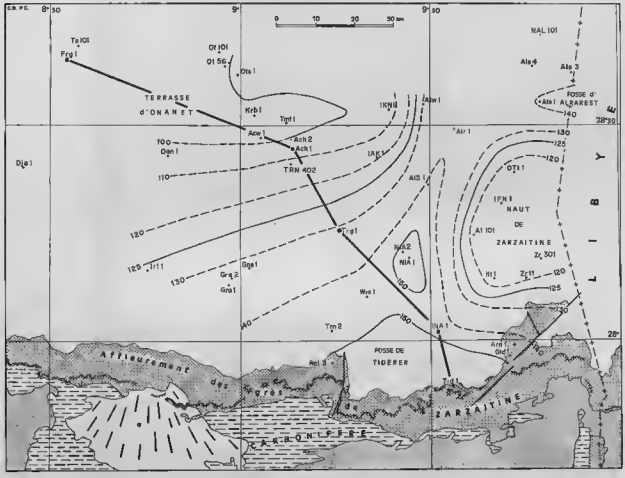


Fig. VII. 7. — Carte en isopaques des grès de Zarzaïtine établie à l'aide des forages du Sud-Est de la hamada de Tinrhert. Echelle approximative 1/1.000.000 ; équidistance des isopaques 5 m ; avec cartographie approximative des affleurements des grès de Zarzaïtine et implantation de la coupe correspondant à la figure suivante (fig. VII. 8).

Une carte en isopaques (VII. 9), schématique, des grès inférieurs (grès à Stégocéphales) précise cette évolution des épaisseurs et établit, ou au moins suggère, la vraisemblance de cette transgression d'étalement progressif, avec acquisition progressive au domaine sédimentaire des régions occidentales.

Source : MNHN, Paris

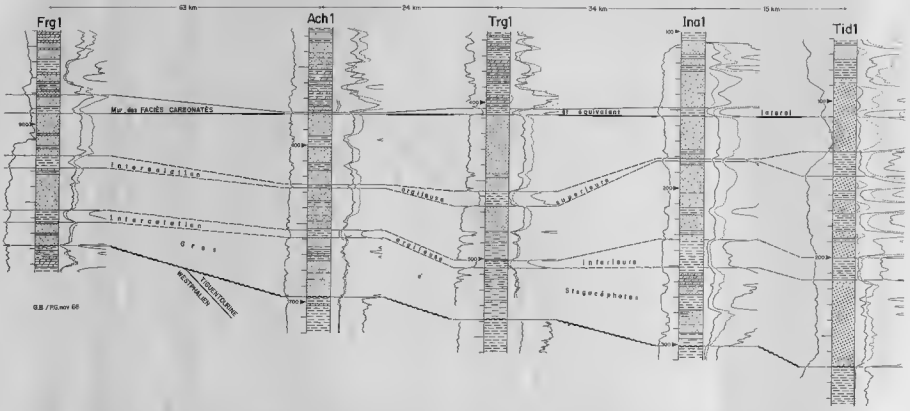


Fig. VII. 8. – Coupe des grès de Zarzaïtine implantée depuis la région d'Ohanet (Fersig : Frg. 1) jusqu'à Tiderer (Tid. 1) à proximité des affleurements. Deux intercalations argileuses délimitent, avec le mur et le toit de l'intervalle : les grès inférieurs ou grès à Stégocéphales, un corps de grès moyen et des grès supérieurs. L'envahissement de l'intervalle sus-jacent dans le domaine méridional par les sédiments détritiques y rend légèrement incertaine la définition du toit de la série de Zarzaïtine.

Source : MNHN, Paris

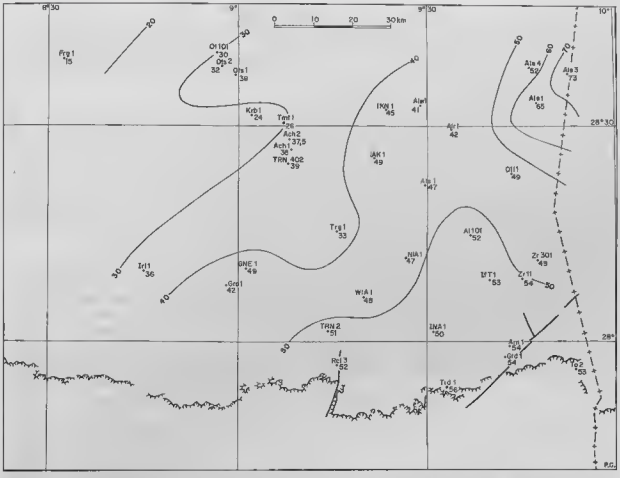


Fig. VII. 9. — Carte schématique en isopaques des grès inférieurs ou grès à Stégocéphales, membre gréseux inférieur de la série de Zarzaïtine, entre le substratum paléozoïque et l'intercalation argileuse inférieure dite argiles de Ta. 2.

B) EN AFFLEUREMENT.

Les grès de Zarzaïtine affleurent — parfois merveilleusement — sur plus de 150 km entre la frontière libyenne et le point de leur biseautage, quelques kilomètres à l'Ouest d'Ihansatène : les épaisseurs maximales (légèrement supérieures à 150 m) sont cantonnées dans la région de Tiderer ; elles commencent à s'amenuiser aussitôt à l'Ouest de la Reculée.

Cette série se scinde très nettement en deux formations isolées par une masse argileuse. La formation inférieure forme de petits escarpements particulièrement nets à l'Est et au Nord des Gour-Laoud et également sur une vingtaine de kilomètres à l'Est des Gour-Laoud. Épaisse d'une cinquantaine de mètres, elle équivaut aux grès inférieurs ou à Stégocéphales de la série des sondages. La *masse argileuse*, intercalée entre ces formations gréseuses, affleure dans les Gour-Laoud et dans des gours voisins (en particulier 6 km au Sud-Ouest et 7 km à l'Ouest) ; elle affleure également à la base des escarpements déterminés par la formation suivante. Cette masse argileuse épaisse environ d'une dizaine de mètres correspond aux argiles de Ta. 2 citée et cartographiée ci-dessus, avec la description des coupes de sondages. Enfin la *formation supérieure* est la plus importante puisqu'épaisse d'une centaine de mètres : c'est une série gréseuse comportant des passées argileuses parfois épaisses mais très lenticulaires et qui détermine, dans le relief, la falaise principale, laquelle se subdivise parfois en une succession d'escarpements.

Les «grès inférieurs» sont en général fins, (grain en général inférieur au mm) peu cimentés, sableux même. Les stratifications obliques y sont fréquentes. Mais néanmoins de nombreux niveaux présentent des stratifications horizontales, parfois très fines, très nettes, dues à des changements granulométriques ou à l'apparition de passées

Source : MNHN, Paris

ou de très fins lits argileux : c'est ainsi que des alternances millimétriques à centimétriques de grès fins et d'argiles finement gréseuses peuvent produire un véritable rubannement horizontal, en particulier dans la première dizaine de mètres au-dessus du Tiguentourine. En dehors de ces trés fines alternances, des passées d'argiles vertes et rouges s'intercalent à différents niveaux dans cette série, sans prendre en général une importance supérieure au 1/10 de l'épaisseur totale. Par ailleurs les passées grossières ne sont pas rigoureusement absentes de ces grès inférieurs : elles se présentent surtout dans la moitié supérieure et correspondent à des galets pouvant atteindre 3 cm, galets d'argiles, de grès, galets ferrugineux ou galets de quartz.

Il convient de rappeler que la plupart des restes paléontologiques découverts dans cette série de Zarzaïtine proviennent de ces grès inférieurs, plus précisément de leur partie supérieure ou même de leur sommet [1] : il s'agit de Poissons : dents de *Ceratodus* et épines de Sélacien du genre *Hybodus* (seule note à *tendance marine* dans cette série à faciès très continental) ; de Reptiles, Dinosaures proches de la famille de *Plateosauridae* ; des Amphibiens, Stégocéphales *Capitosauridea* à rapprocher du genre *Stenotosaurus*. (J.P. Lehman, 1965). Cette faune est déjà du plus haut intérêt, mais elle mériterа d'être complétée par de nouveaux éléments ; car la conclusion stratigraphique de J. Coudron suivant laquelle la présence simultanée de formes du Trias supérieur (*Plateosaurus*) et du Trias inférieur (*Stenotosaurus semiclausus*) doit s'expliquer par «un mélange des couches de Trias inférieur et de Trias supérieur à l'endroit où M. l'Abbé de Lapparent et M. Chavaud (sic) ont ramassé ces fossiles» me paraît parfaitement inadmissible. Les restes que j'ai découverts en 1965 à l'extrême base de la série et remis à M. J.P. Lehman pour détermination amèneront peut-être quelque nouvelles données stratigraphiques.

Les **argiles de Ta. 2**, qui surmontent ces grès inférieurs, sont en général des argiles rouges, plus rarement beiges ou blanchâtres qui s'observent trés bien en particulier au Sud des Gour-Laoud. Leur nature minéralogique semble rapidement variable (kaolinite, illite à quelques mètres de distance verticale). Le contact des grès supérieurs a fréquemment une allure ravinante (creux de quelques décimètres parfois quelques mètres) et sous ce contact les 2 ou 3 décimètres d'argiles habituelles – brun-rouge ou rouge-bordeaux – sont très régulièrement verdies.

La **formation gréseuse supérieure**, masse gréseuse principale de la série de Zarzaïtine, est d'une variété et par conséquent d'un intérêt bien supérieurs. Deux phénomènes la caractérisent : l'existence d'un matériel exceptionellement grossier en quantité plus ou moins abondante ; la présence d'irrégularités de stratifications, depuis l'échelle du lit ou du banc jusqu'à des ravinements et des lentilles de plusieurs décamètres, le tout également exceptionnel dans cette sédimentation du Mésozoïque saharien.

Lithologiquement, en effet, les *niveaux grossiers* ont une importance considérable, à l'exception peut-être des coupes extrême-orientales (falaise au Nord de Maison-Rouge). Ces niveaux fréquemment sont caractérisés par des graviers disséminés dans un grès moyen à grossier, mais l'on observe aussi de nombreuses couches et lentilles franchement conglomératiques où abondent des galets de quartz et de quartzites de plusieurs centimètres. La taille de ces galets n'a été limitée, vraisemblablement, que par l'éloignement des sources de ce matériel clastique (de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres en ce qui concerne au moins les galets de quartz). Car la compétence du moteur hydrodynamique se serait accommodée de matériel encore plus grossier, ainsi qu'en fait foi la présence de galets de remaniement local de grès ou d'argiles dont la taille égale ou dépasse le *décimètre*. Seule l'usure imposée par un transport trop long explique, peut-on penser, que les galets de quartz n'atteignent pas cette dimension [2]. A côté de ces niveaux grossiers existent encore des bancs de sable relativement fins, micacés; des alternances d'argiles et de sables trés fins ; des argiles pélitiques et de fortes épaisseurs d'argiles rouges, homogènes.

Voyons maintenant les *stratifications*. A l'échelle du lit et du banc, la diversité est extrême : grès en fines plaquettes et bancs à rubannement horizontal, bancs sableux homogènes sans stratifications, stratifications obliques de petite taille et petits ripple-marks ; grandes stratifications obliques et stratifications entrecroisées, elles-mêmes extrêmement variables. Certaines évoquant un dépôt dunaire éolien, dont la présence – si elle est formellement confirmée – ne doit pas être interprétée comme la preuve d'une accumulation éolienne, mais simplement comme la marque du vent sur un matériel sableux déjà déposé et exposé à son action par une phase d'exondation et d'aridité. Il y a évidemment passage continu de ces stratifications irrégulières aux phénomènes de ravinement proprement dits et aux lentilles de très grande taille.

(1) Je peux au moins l'affirmer en ce qui concerne les pièces du gisement F. 1 de J. Coudron (1960), puisque leur récolte a été effectuée par A. F. de Lapparent et moi-même. Je serai moins affirmatif pour le gisement F. 2, de localisation insuffisamment précise, ainsi que pour les récoltes antérieures (détermination J.P. Lehman, 1957) auxquelles je n'ai point participé.

(2) Il faut pourtant signaler que les galets de quartz de 3 à 5 cm rencontrés dans cette formation n'ont souvent un arrondi que tout à fait imparfait, observation qui ne coïncide pas strictement avec l'hypothèse d'une usure et d'un transport prolongés. Mais alors d'où proviennent ces galets de quartz ?

Source : MNHN, Paris

En ce qui conceme cette *sédimentation lenticulaire*, je rappelle les dessins et les quelques lignes consacrées ci-dessus (1e partie) aux phénomènes visibles sur la falaise orientale de la Reculée : passages de faciès extrêmement rapides entre des coupes distantes seulement de quelques centaines de mètres, très nettement visibles, en particulier près de l'extrémité méridionale de la falaise. Deux kilomètres au Sud une butte-témoin noirâtre – très bien visible sur photographie aérienne – tient à l'existence d'une couche conglomératique indurée et massive, lenticulaire puisque inexistante dans toute la coupe offerte pau la falaise voisine. Il en est de même un kilomètre plus au Sud où une lentille conglomératique d'une dizaine de mètres d'épaisseur passe très rapidement tant vers le Nord que vers le Sud à des sables ordinaires. Le relief de cette falaise paraît anarchique parce qu'il n'est plus commandé par l'altemance de couches gréseuses et argileuses de vaste extension dont la présence ailleurs a pu créer un système de cuestas successives parfaitement régulières. Mais en réalité, il n'y a qu'apparence de disposition anarchique : tout ce relief est étroitement commandé par la disposition des lentilles sableuses, argileuses et conglomératiques ; ces demières ayant créé des replats locaux ou même des sommets avancés.

Les *phénomènes de ravinement* sont légion en particulier dans les premières dizaines de mètres, au-dessus des argiles de Ta. 2 ; mais ils sont surtout spectaculaires lorsque des grès ou des sables de teinte claire s'enfoncent dans des argiles rouges. Le ravinement peut devenir pratiquement indiscernable quand il s'effectue sable sur sable : parfois pourtant quelques énormes galets d'argile permettent d'en repérer la cicatrice. La flèche de ces phénomènes est couramment de l'ordre de plusieurs mètres. Ils sont à la fois très caractéristiques et très commodes à observer dans les minuscules gorges qui entaillent un petit plateau gréso-sableux au Sud-Ouest de Tiderer (exactement à 6 cm à l'Est-Sud-Est du nadir de la photo aérienne 75. NG 32 XXII. 1959). L'interprétation de ces phénomènes ne doit rien emprunter, à mon avis, à des mouvements tectoniques : des débordements et des inondations brutales, des divagations de cours en rapport avec des ruptures de levées naturelles, et avec des augmentations soudaines et considérables du débit suffisent pour fournir une idée de leur genèse.

Signalons encore, au titre de ces irrégularités de stratification, les nombreux corps allongés qui s'individualisent, en particulier au Sud de Tiderer, dans ces grès de Zarzaïtine : leur dimension est telle qu'ils peuvent se traduire par une véritable striation sur les photos aériennes à l'échelle du 1/50.000 environ. Certaines de ces formes correspondent à d'anciens chenaux. D'autres, au contraire, apparaissent comme des corps ovoïdes ou en forme de cigaie géant, dont l'individualisation ne repose que sur l'existence d'un ciment particulier. Ces derniers sont d'interprétation plus malaisée.

Les *restes organiques* abondent dans cette série. Le plateau au Sud-Ouest de Tiderer (voir ci-dessus) par exemple, est jonché de fragments de troncs hématisés. Mais surtout les débris de Vertébrés (épines d'Hybodontidés, vertèbres, fragments d'ossements divers) se rencontrent avec fréquence. Pourtant, contrairement aux grès inférieurs, les portions suffisamment grandes pour être déterminables sont très rares. A ma connaissance, rien n'a été découvert hormis en un point unique, au sommet de la falaise située au Nord de Maison-Rouge, une très belle association avec Stégocéphales Capitosauridés et Dinosauriens Tératosauridés (A.F. de Lapparent, P. Claracq et F. Nougaède, 1958). On sait que les éléments de cette association ont permis d'attribuer le niveau au Trias supérieur et en outre de souligner les liens de parenté avec la faune du Karoo.

C) CONCLUSIONS.

La série de Zarzaïtine correspond à d'importantes décharges détritiques (sableuses, conglomératiques et secondairement argileuses) dans la seule zone – à latitude aussi basse – où se soit manifestée une certaine subsidence. Il n'est pas sans intérêt de rappeler que cette première ébauche de sillon triasique coïncide à peu près avec le centre de l'aire de dépôt de la série de Tiguentourine, c'est-à-dire l'aire où se sont concentrés les derniers témoins sédimentaires du Carbonifère terminal et peut-être du Permien (J. Fabre, 1970).

Sans pouvoir développer ici (voir *op. cit.*) les arguments qui me font incliner vers cette hypothèse, je dirai que la série de Zarzaïtine ne représente pas le simple équivalent latéral de l'ensemble du Trias gréseux du Gassi-Touil ; mais l'équivalent au maximum de sa partie supérieure (argilo-gréseux supérieur par exemple) et probablement d'une autre partie du Salifère. Cette simple mise en parallèle me pousse à l'attribuer *p. p. max.* au Trias supérieur, la présence de Trias inférieur en tout cas me paraissant improbable.

Je crains qu'il n'y ait guère plus d'équivalences de faciès que d'âge entre le Trias gréseux du Gassi-Touil et le Zarzaïtine. Les phénomènes de sédimentation lenticulaire à grande échelle me paraissent prendre plus d'importance dans cette région très méridionale, qu'ils n'en ont plus au Nord, sur le champ du Gassi-Touil par exemple, où un certain nombre de corps sableux se suivent fort bien d'un sondage au suivant. Au surplus, malgré les analogies indubitables existant entre un certain nombre de types pétrographiques du Zarzaïtine et du Gassi-Touil, l'abondance des niveaux grossiers et même conglomératiques différencie très nettement les coupes du Zarzaïtine des formations homologues du Gassi-Touil.

Source : MNHN, Paris

Les décharges détritiques du Zarzaïtine se sont effectuées en milieu principalement continental. Mais les conditions précises ont varié à l'infini, ainsi qu'en fait foi la variété de la nature pétrographique et des types de stratification. La présence des galets de quartz pose à la fois le problème de leur lieu d'origine et celui du moteur hydrodynamique de leur transport et de leur mise en place.

C. CONCLUSIONS

Le «Trias gréseux» ne représente qu'un faciès hétérochrone à l'échelle de la plateforme saharienne : d'une extrémité à l'autre de son aire d'extension, l'âge peut en changer radicalement. L'installation de ce faciès n'est déjà pas synchrone : il est probable que les couches très épaisses du Sud-tunisien – concordantes avec le Permien – ou certaines couches de la Série inférieure septentrionale représentent des termes particulièrement anciens du Trias. Les premiers dépôts du Grand Erg oriental représentent une série plus récente. Mais en même temps, au toit, le passage des faciès détritiques aux faciès salifères se décale dans le temps, principalement à l'approche des marges *continentales* (Sud-Ouest et Sud) : alors que dans le Sud-tunisien les faciès détritiques sont rigoureusement cantonnés dans l'argilo-gréseux inférieur, sur l'ensemble du Sahara algérien ils font une apparition dans l'argilo-carbonaté. Puis, dans le Nord du Gassi-Touil, on voit s'intégrer au Trias gréseux l'équivalent d'une partie du Salifère (Evaporites infra-d2) qui lui est normalement superposée. Dans le secteur méridional du Gassi-Touil, l'argilo-gréseux supérieur se développe même aux dépens du sel massif. Et l'on peut se demander si les grès de Zarzaïtine ne représentent pas l'équivalent à la fois du Trias gréseux *et de la série salifère* du centre du bassin. Ailleurs, sur les marges d'extension de cette série gréseuse, dans le haut-oued Mya par exemple (région de Qd. 1), il semble que les passées détritiques soient l'équivalent latéral d'une partie relativement élevée de la série salifère. Le Trias gréseux représente donc bien un faciès de transgression, sans synchronisme réel de ses différentes parties. L'existence de paléoreliefs localisés, que la transgression triasique n'a que progressivement ensevelis, est à rapprocher de cette hétérochronie du «faciès Trias gréseux».

Malgré ce manque de synchronisme à l'échelle de la plateforme saharienne, il n'est pas sans intérêt de considérer globalement ce Trias gréseux par la répartition de ses épaisseurs et de ses faciès (fig. VII. 10). Les isopaques expriment en partie des variations de la subsidence. Elles localisent ainsi des «fosses» où une subsidence importante se combine en général avec d'autres phénomènes qui en ont augmenté l'effet : installation précoce du faciès (fosse de Djeffara surtout, fosse nord-orientale), acquisition d'une partie du Salifère, sous l'effet d'envahissement par les éléments détritiques (fosse du Gassi-Touil occidental). Je rappelle que ces fosses peuvent jouxter des zones chauves où le Trias gréseux est actuellement absent (môle du Tebaga, région d'Azzel-Allenda) ; celles-ci peuvent parfois être imputées à des érosions tardives mais l'on peut aussi – dans le cas du Gassi-Touil par exemple – être tenté d'y localiser des zones ascendantes, provinces d'alimentation de la sédimentation détritique, ou au moins des zones de transit. Bien d'autres traits, tirés de ces isopaques, contribuent à préciser l'histoire structurale de la plateforme saharienne triasique : zone subsidente pré-atlasique, glacis bordier d'Oum-el-Hacian, môle d'Hassi-R'mel, celui d'Haoud-Berkaoui, et cette arête faîtière, que constitue l'ensemble des môles d'El-Agreb - El-Gassi et d'Hassi-Messaoud, etc.

Les données des faciès ajoutent des renseignements précieux. Le pourcentage des éléments détritiques grossiers – par rapport, en chaque point, à l'ensemble du Trias gréseux – permet de localiser les zones préférentielles d'apports clastiques. C'est le cas du Gassi-Touil ou de la série de Zarzaïtine. La zone très gréseuse du Sud-tunisien évoque également la possibilité d'une alimentation locale, mais difficile à situer actuellement. La bande gréseuse d'allure subméridienne qui s'étendrait d'Hassi-Fahl à Ghardaïa et à la région des Daïas évoque l'existence – encore très hypothétique – d'apports septentrionaux. A l'autre extrême, le centre du Grand Erg oriental apparaît d'une pauvreté remarquable en éléments clastiques : moins de 10 % du total du Trias gréseux en de nombreux points. *Cette localisation relativement étroite des provinces détritiques principales du Trias gréseux est un caractère remarquable* ; caractère qui doit être également rapproché du fait que certains paléoreliefs, au sein du bassin sédimentaire, n'ont été ensevelis que très tardivement ; parfois même, ils n'ont été recouverts que postérieurement au Trias gréseux *p. s.*, lors de l'épisode du Trias argileux. A elle seule, cette localisation différencie le Trias gréseux d'autres grands épandages détritiques du Nord-Ouest africain (certains ensembles du Cambro-Ordovicien, du Dévonien ou même du Crétacé inférieur) dont la répartition apparaît beaucoup plus homogène.

Selon les interprétations paléogéographiques classiques, il faut voir dans ce Trias gréseux les produits du démantèlement de reliefs édifiés par l'orogenèse hercynienne. Cette notion est sans doute trop simple et mérite quelques retouches. A Hassi-R'mel comme à Hassi-Messaoud, c'est une succession de faciès parfaitement banale qui ensevelit *progressivement* les reliefs à matériel paléozoïque : il ne faut donc pas imputer chaque passée gréseuse à une surrection de relief voisin ou chaque intercalation argileuse à un aplanissement des continents nourriciers. Les phénomènes hydrodynamiques responsables du transport et du dépôt des sédiments détritiques

Source : MNHN, Paris

Fig. VII. 10. – Carte du Trias gréseux avec limites d'extension et de définition, courbes d'isopaques et représentation schématisée du pourcentage d'éléments détritiques (les argiles en étant exclues).

L'ensemble cartographié ci-contre comprend à la fois le Trias gréseux des auteurs et le bref épisode argileux qui le surmonte et le sépare habituellement du Trias salifère : ensemble qui s'étend au total depuis le contact discordant avec le toit du Paléozoïque jusqu'aux premiers bancs à évaporites du Trias salifère. Une telle unité comporte en particulier la *Série inférieure* du Sahara septentrional – d'attribution stratigraphique encore incertaine – et les faciès carbonatés qui s'y substituent dans l'Est (Grand Erg oriental et Sud-tunisien). Le synchronisme de ces faciès détritiques n'est nullement la règle : sur les marges du bassin, en particulier, les grès de base peuvent être les équivalents latéraux d'une partie de la série salifère du centre du bassin.

Les isopaques expriment en partie des variations de subsidence : celle-ci s'est accrue très progressivement du Sud-Ouest vers le Nord-Est, les épaisseurs passant de 0 à 400 m. La Djeffara diffère radicalement de la plate-forme saharienne par ses épaisseurs exceptionnellement élevées. Le Gassi-Touil constitue une autre anomalie avec des épaisseurs également élevées : l'augmentation de la subsidence n'en est pas seule responsable ; il s'y ajoute l'effet d'un passage de faciès.

Le pourcentage des éléments détritiques – par rapport à l'épaisseur de l'ensemble du Trias gréseux et argileux – permet de situer les zones préférentielles d'apports clastiques : Gassi-Touil, Sud-tunisien, Sud du Mzab (centré sur Ghardaïa), Zarzaïtine (au Sud de la hamada de Tinrhert) ; et, au contraire, les provinces les moins détritiques, en particulier, au centre du Grand Erg oriental, la province argilo-sableuse de Zemoul Nord (à l'Est de Rhourde-el-Baguel) : ainsi se trouve soulignée le manque d'homogénéité de ce Trias gréseux et la localisation relativement étroite des principales provinces détritiques.

Source MNHN, Paris

sont sous la dépendance de facteurs nombreux et complexes... Par ailleurs, l'alimentation tardive du Trias du Gassi-Touil en éléments clastiques grossiers est manifestement sous la dépendance d'une surrection du môle d'El-Biod voisin, surrection ravivée pendant la sédimentation et largement postérieure à toute phase hercynienne. *Le cadre structural des dépôts du Trias et du Mésozoïque, loin d'avoir été réalisé dans ses moindres détails lors d'une phase hercynienne, a vraisemblablement été façonné lentement et progressivement,* tout au long de ce système et de cette ère, au fur et à mesure que la subsidence, en abaissant le fond des bassins, y appelait les sédiments.

LISTE DES FOSSILES

A) **Sondages algériens et tunisiens**

Trocholines. *Endothyridae. Ophtalmidiidae. Streblospira.*
Brachiopodes inarticulés. *Lingula zenkeri.*
Débris d'Echinodermes.
Phyllopodes. *Estheria. Estheria minuta. Pseudo-Estheria.*
Ostracodes.
Myophories.
Gastéropodes. *Actaeonina gipsata.*
Dents de poissons.
Ossements.
Empreintes végétales. Dasycladacées. *Asterocalamites cf. scrobiculatus.* Pollens de Gymnospermes. *Pagiophyllum peregrinum.* Lind. & Hutt. *Zonalapollenites.*

B) **Affleurements de Djeffara**

Spiriferina lipoldi Bittner.
Ophiures.
Ostracodes.
Nucula sp. *Nucula strigillata* Goldfuss. *Nucula subcuneata* d'Orbigny. *Leda nagaensis* Awad. *Anoplophora münsteri* Wissmann. *Myacites mactroides* Schlotheim. *Myacites (Anoplophora) cf. musculoides* Schlotheim. *Mytilus edulitormis* Schlotheim. *Mytilus gibbus* Alberti. *Modiola albertiana* Philippi. *Modiola minuta* Goldfuss. *Modiola ratiliana* Bittner. *Modiola cf. triquetra* Seebach. *Lithodomus priscus* Giebel. *Prorinea goldfussi* Stromb. *Pecten discites* Schlotheim. *Pecten tenuistriatus* Goldfuss. *Neoschizodus ovatus* (Goldfuss). *Neoschizodus laevigatus* (Ziethen). *Neoschizodus cf. orbicularis* (Bronn). *Enantiostreon difforme* Schlotheim. *Enantiostreon spondyloides* Schlotheim. *Myophoria cardissoides* Alberti. *Myophoria inaequicostata* Klipstein. *Myophoria laevigata* Alberti. *Myophoria laevigata* Alberti, var. *elongata* Philippi. *Myophoria vulgaris* Schlotheim. *Myophoria incrassata* Münster. *Myophoriopsis subundata* Schauroth. *Unicardium schmidti* Gein. *Pleuromya elongata* Schlotheim. *Thracia mactroides* Philippi.
Worthenia superba Assmann. *Loxonema* sp. *Zygopleura* sp. *Omphaloptica* sp. *Toxoconcha* sp. aff. *turris* (Stoppani). *Nautilus cassianus* Mojsisovics. *Nautilus klipsteini* Mojsisovics. *Ptychites flexuosus* Mojsisovics. *Ptychites cusomus* Beyrich.
Reptiles marins : Nothosauriens et Placodontes *(Psephosaurus).*

III. LE SALIFÈRE PRINCIPAL

(Trias et partie inférieure du Lias)

INTRODUCTION

En *Berbérie* des séries argilo-salifères, attribuées au Trias et parfois à l'Infra-Lias, sont connues de longue date, avec leur cortège de coulées éruptives et de passées dolomitiques. L'existence de séries homologues sur la *plateforme saharienne* était à peine soupçonnée — malgré les affleurements témoins de Djeffara (gypses de la Mestaoua ou de Bir-el-Ghnem *s.l.*) — avant l'exécution des forages profonds d'exploration pétrolière. Mais sur la plateforme saharienne, et en particulier dans le Nord du Grand Erg oriental, ces séries évaporitiques se sont perpétuées bien plus tardivement, jusqu'au Bathonien parfois. Au sein de ces masses évaporitiques, les données paléontologiques font complètement défaut et des coupures ne peuvent être opérées que grâce à quelques niveaux-repères que les diagraphies permettent d'identifier et de suivre sur une aire parfois considérable.

Le Salifère principal, considéré dans ce chapitre, est le nom que j'ai donné (1969) à une partie importante de ces séries argilo-salifères : il s'agit de la partie comprise entre le Trias gréseux sous-jacent — ou le Paléozoïque discordant [1] quand manque le Trias gréseux — et, au toit, le mur de l'horizon B, niveau-repère d'extension très

(1) Je rappelle en effet que, dans un immense domaine du Sahara occidental (de l'ordre de 120.000 km^2), le Salifère principal dépassant l'extension du Trias gréseux s'est étalé progressivement en transgression discordante sur des couches paléozoïques : un des caractères les plus frappants de cette transgression discordante est le dépôt du sel gemme mésozoïque *directement* sur les couches paléozoïques, ainsi que cela a été observé dans certaines carottes (Ak. 1).

Source : MNHN, Paris

générale dans les régions sahariennes, algériennes, tunisiennes et libyennes. La *limite inférieure* se situe donc au contact du Trias gréseux (et de l'intercalation argileuse – Trias argileux *auctorum* – que j'y ai rattachée) et des premières évaporites : mur des évaporites infra-d2 là où celles-ci existent, mur du sel massif ailleurs (*op. cit.*, fig. 15). J'ai déjà exposé ci-dessus que cette limite, simple contact de faciès, n'est certainement pas contemporaine dans toute l'aire où on peut la définir : en plusieurs endroits, en particulier dans le Gassi-Touil, il est manifeste en effet que les couches salifères passent progressivement vers le Sud à des séries gréseuses.

La *limite supérieure* ou mur de l'horizon B semble au contraire représenter approximativement au moins une surface synchrone. C'est la limite de définition de l'horizon B qui impose une limite au Salifère principal (carte d'ensemble du Salifère principal : fig. VII. 16) : les dépôts de cette série s'étendent en effet au-delà de ce domaine ; mais, en l'absence de l'horizon B, ils ne peuvent plus être distingués des unités sus-jacentes.

Le Salifère principal, décrit en détail par ailleurs (*op. cit.*), correspond au «Trias salifère» des auteurs et des logs de sondages («*Triassic Salt*» *in* G. Demaison, 1965 ; bibliographie *in op. cit.*). D'autre part j'ai fait allusion antérieurement à cette série, dans le Sud-tunisien (G. Busson, 1967 p. 32-33), sous le nom d'«évaporites inférieures». L'équivalent dans les affleurements du Tinrhert ne peut être défini avec une précision parfaite pour l'instant étant donné le caractère argilo-gréseux monotone de la série de Zarzaïtine.

Trois unités successives se superposent avec beaucoup de régularité sur une partie importante de la plate-forme saharienne : elles ne correspondent nullement à des cycles naturels ; mais au découpage permis par l'existence de deux niveaux-repères de très vaste extension, au sein de ce Salifère principal.

A) LES ÉVAPORITES INFRA-D2.

Elles constituent l'ensemble de base du Salifère principal, qui se définit sur les coupes entre le 34° et le 30°5 en latitude et entre le 2° et 11° de longitude Est, soit sur près de 300.000 km^2. Toutefois les corrélations de détail à ce niveau avec le Sud-tunisien sont entachées d'une incertitude non négligeable. Dans le domaine où existe cette masse évaporitique au-dessus du Trias gréseux, on peut considérer le toit du Trias gréseux (ou le mur du Salifère principal) comme une surface à peu près synchrone. Mais par ailleurs dans l'Ouest, dans la région du Mzab et de Belketaïef, ces évaporites infra-d2 dépassant le domaine d'extension du Trias gréseux sont venues en transgression discordante sur le socle paléozoïque ; avant d'être elles-mêmes dépassées par l'étalement des termes ultérieurs du Salifère principal. La limite supérieure est constituée dans le Nord par le mur de l'horizon dolomitique d2. Vers le Sud l'horizon d2 s'amincit puis se biseaute, mais les «argiles de d2» – qui surmontent normalement les dolomies de même nom – se poursuivent vers le Sud et leur base permet de définir encore le repère d2, toit de l'intervalle étudié ici.

La répartition des épaisseurs (*op. cit.*, pl. 16) est d'une régularité et d'une simplicité exceptionnelles. Les valeurs les plus fortes s'observent dans la fosse de Dorbane : 216 m à Sd. 1, une soixantaine de kilomètres à l'Est d'Hassi-Messaoud, et à HN.2, 90 km à l'Est de Touggourt. Puis vers l'Ouest les puissances s'avèrent d'une constance remarquable (110 à 140 m) depuis le Sud du Souf (HN. 1) jusqu'aux abords du Mzab : c'est la *plateforme du Sahara occidental*. Dans les régions extrême-occidentales, il y a biseautage sur le môle d'Hassi-R'mel : en fait les bancs évaporitiques disparaissent et les couches argileuses, constituant habituel des évaporites infra-d2, – qui peuvent s'être étendues au môle d'Hassi-R'mel mais deviennent indistinguables en l'absence de bancs d'évaporites du «Trias argileux» – forment toujours la partie supérieure du Trias gréseux. Par contre les évaporites infra-d2 forment une sorte de gouttière entre ce môle d'Hassi-R'mel, au Nord, et le craton du Grand Erg occidental, au Sud.

A l'Est et au Sud-Est de la fosse de Dorbane les épaisseurs diminuent très lentement et très progressivement vers le craton du Tinrhert, le craton libyen et le môle du Tebaga. Après les amincissements du Dahar s'observerait un réépaississement en Djeffara (ombilic de Djeffara), dans la mesure où les corrélations – incertaines dans cette région – seront vérifiées par l'examen des coupes des puits dont les données ne sont pas encore dans le domaine public.

Enfin la région d'Hassi-Messaoud et, à un moindre degré, celle de Rhourde-el-Baguel se caractérisent aussi par des amincissements de l'intervalle : ces structures anticlinales, résistantes, n'ont pas appelé le dépôt d'évaporites. Dans l'ensemble sur les bordures et les zones résistantes comme à Hassi-R'mel, les évaporites infra-d2 passent à quelques mètres d'argiles, indistinguables des argiles qui couronnent le Trias gréseux.

Observons enfin que les principaux traits de cette répartition des épaisseurs correspondent à des éléments déjà mis en évidence par l'étude du Trias gréseux. La fosse de Dorbane est au contraire un élément nouveau, qui caractérise d'ailleurs tout le Salifère principal.

La répartition des faciès est également d'une grande simplicité, témoignage de l'extrême monotonie de ce paysage triasique. Le sel gemme et l'argile sont les constituants principaux, puis l'anhydrite et la dolomie. Le sel atteint et dépasse 80 % de la totalité de l'intervalle dans les foyers salifères localisés dans la partie orientale

Source : MNHN, Paris

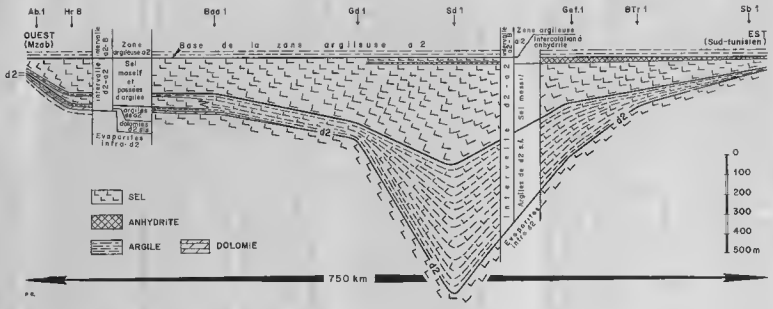


Fig. VII. 11. – Coupe schématique de l'ensemble d2-a2, montrant la disposition et la nature des principales unités distinguées. La base est constituée, partout, par l'horizon d2 : base des dolomies d2 quand elles existent, toit des évaporites infra-d2 ailleurs.

Le premier intervalle correspond aux argiles de d2 : passée relativement peu épaisse au Sahara occidental et nord-occidental (argiles de d2 *s.s.*) ; enrichi par le passage de faciès d'une partie du sel massif, ailleurs (argiles de d2 *s.l.*). Le deuxième intervalle correspond au sel massif sous le banc d'anhydrite (« sel massif » *s.s.* ou s3 des logs pétroliers) ; enfin le troisième intervalle (intercalation à anhydrite) est situé entre le banc d'anhydrite et la base de la zone argileuse a2. La base de la zone argileuse a2 se confond avec le toit du sel massif (par simple disparition de cette anhydrite) sur les bordures occidentale et orientale.

Source : MNHN, Paris

de la région des Daïas et dans la région de Belketaïef. Il demeure un constituant important dans pratiquement la totalité du domaine de définition de l'intervalle. Mais il passe progressivement à de l'argile et à de l'anhydrite dans la région de Dorbane, Rhourde-el-Baguel, Feidjet-el-Moulay, symptôme peut-être de dessalure «continentale», à mettre en rapport avec la présence, au même niveau, de l'argilo-gréseux supérieur dans la province toute voisine du Gassi-Touil. Enfin le Sud-tunisien, également très argileux, apparaît comme le domaine préférentiel de l'anhydrite et des carbonates.

B) L'INTERVALLE d2-a2

Limité à sa base par le mur de l'horizon d2, cet ensemble a été étendu au sommet jusqu'au seul repère suivant, définissable dans la plus grande partie du domaine considéré : il s'agit du mur d'une intercalation argileuse dite a2, définie primitivement au Sahara septentrional. Là où n'existe plus cette intercalation elle-même, j'ai assimilé au mur de a2 le mur d'une «zone argileuse» qui se suit très bien de forage en forage jusque dans le Gassi-Touil. Ainsi délimité l'intervalle d2-a2 correspond à l'ensemble argilo-salifère le plus important de toute la série mésozoïque. On reconnaît plusieurs ensembles successifs (fig. VII. 11) :

1) **La dolomie de d2** (fig. VII. 12) : épisode carbonaté strictement cantonné à la partie septentrionale de la plateforme saharienne au Nord de la latitude de Ghardaïa. Son épaisseur augmente très progressivement jusqu'à atteindre une vingtaine de mètres sur les confins atlasiques. Cet épisode est surtout dolomitique dans l'Est, plus calcaire dans le région des Daïas ; il s'amincit et disparaît vers l'Ouest et le Sud.

2) Les **argiles de d2** : épisode argileux, surmontant les dolomies de d2 là où elles existent, mais dépassant très largement l'extension de ces dolomies et s'intercalant de façon très générale entre les évaporites infra-d2 sous-jacentes et le sel massif, au-dessus. Au Nord-Ouest, dans le région des Daïas et le Sud du Mzab, cette intercalation ne représente qu'une vingtaine de mètres. Ailleurs ces mêmes argiles s'épaississent considérablement, à la fois sous le coup d'une subsidence plus importante et du fait de l'envahissement de la base du sel massif par une ou plusieurs passées argileuses : au total, les argiles de d2 atteignent couramment 200 m d'épaisseur et dépassent 500 m dans la fosse de Dorbane. Ces argiles, salifères en général, deviennent dolomitiques et gypseuses dans le Nord et le Nord-Ouest ; elles admettent également une fraction anhydritique, dolomitique et pélitique ou même gréseuse – ainsi que localement certaines passées éruptives particulièrement tardives – dans l'Est (Orient d'Hassi-Messaoud, Rhourde-el-Baguel, Grand Erg oriental) ; quelquefois des pélites et des grès dans le Sud-tunisien.

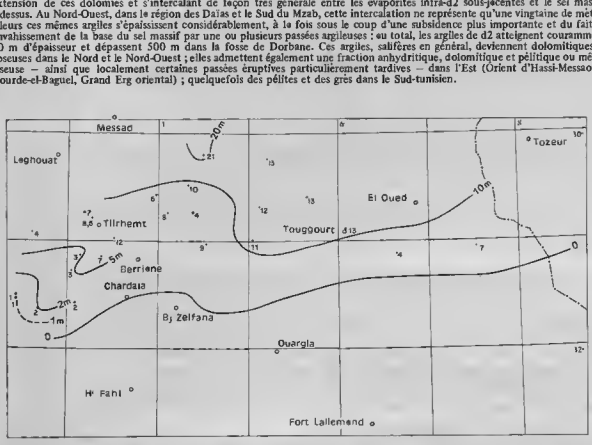


Fig. VII. 12. – Carte schématique d'extension et d'épaisseur de l'horizon dolomitique d2. Pour la situation stratigraphique de cet horizon, on se reportera aux fig. VII. 1 et VII. 11. L'aire d'extension de la dolomie d2 est établie par les données de forages sur 500 km de l'Est à l'Ouest et 200 km de Nord au Sud. Par ailleurs les dolomies d2 tendent à s'épaissir vers le Nord, c'est-à-dire vers la Berbérie ; et ceci sans commune mesure avec l'épaississement global de l'intervalle d2-a2 : une telle disposition suggère que les dolomies d2 sont en partie nourries vers le Nord par un passage de faciès aux dépens des argiles et du sel (d'après *op. cit.*, fig. 42).

Source : MNHN, Paris

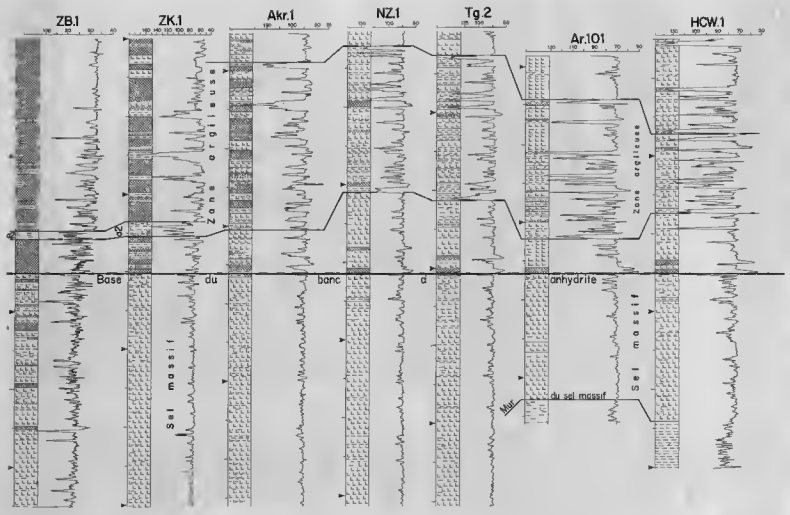


Fig. VII. 13. – Coupe du banc à anhydrite à la partie supérieure du sel massif (intervalle d2-a2 ou intervalle médian du Salifère principal) depuis Zb. 1 (confins tunisiens), jusqu'à Mf. 101 (Sud du Gassi-Touil), soit sur près de 500 km. Les courbes soniques individualisent remarquablement les bancs d'anhydrite, même peu épais, au sein du sel gemme, grâce à un contraste de vitesse non négligeable : le temps de parcours des ondes acoustiques longitudinales est de l'ordre de 50 microsecondes par pied dans l'anhydrite ; tandis que dans le sel gemme, plus lent, le temps de parcours est compris entre 65 et 70 microsecondes par pied. Grâce à cette précision, l'unité et l'identité de ce banc d'anhydrite semblent éminemment probables d'une extrémité à l'autre du domaine ; le parallélisme avec les corrélations encaissantes (base de la zone argileuse sus-jacente et mur de l'horizon B – ce dernier en dehors des limites du dessin) tend à confirmer ce point de vue. En même temps que la mise en évidence d'un horizon très bref et vraisemblablement contemporain (*instantané* sédimentaire), cette possibilité de corrélations met remarquablement en évidence les passages de faciès extrêmement importants qui affectent les intervalles encaissants.

Source : MNHN, Paris

3) Le sel massif : c'est une unité dont l'épaisseur dépasse 200 m dans une partie importante du domaine salifère et dépasse même 500 m dans la fosse de Dorbane. Le sel massif perd de sa pureté vers le Nord et le Nord-Ouest, où les intercalations d'argiles brun-rouge, de gypse et de dolomie prennent une certaine importance ; l'horizon d1 est le plus remarquable de ces niveaux dolomitiques et celui dont l'extension est la plus vaste. Dans le Grand Erg oriental, apparaissent de très rares pélites et, au sommet, de l'anhydrite et de l'argile ; de même, l'anhydrite prend une certaine importance à Rhourde-el-Baguel.

Ces foyers, relatifs, de la fraction anhydritique ont une position remarquable. Deux d'entre eux marquent la direction de la mer ouverte. Les gradients de salinité – existant à l'heure actuelle dans des dépendances du domaine océanique à caractère confiné (golfes, estuaires)'mais infiniment plus développés sur une immense plateforme quasi parfaite – ont abouti à un classement des différents sels, déposés par ordre de solubilité croissante au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer libre. Le troisième de ces foyers anhydritiques, situé dans la région de Rhourde-el-Baguel, s'accompagne d'éléments détritiques et pourrait résulter, en partie au moins, d'un mélange d'eaux continentales venues du Sud avec l'eau de mer.

4) A la partie supérieure s'est déposé un banc d'anhydrite : malgré une épaisseur insignifiante (1 à 3 m) ce banc s'est généralisé sur plus de 200.000 km² (fig. VII. 13) : nouveau témoignage irrécusable d'une extraordinaire monotonie du paysage de ces dépôts. Au-dessus, une alternance d'anhydrite, d'argile et de sel s'est installée dans le Nord-Est, tandis que la sédimentation du sel massif se réinstallait dans le Sud.

Une des caractéristiques même de cette époque est donc constituée par les énormes variations de subsidence qui s'observent à l'échelle de la plateforme saharienne.

C) L'INTERVALLE A2-B

L'aire de définition de cet intervalle est fixée par l'extension du repère a2 ; car celle-ci reste en deçà de l'extension du repère sommital, le mur de l'horizon B. Le repère a2 se définit et a été localisé de la façon suivante. 1) Dans le Nord et le Nord-Ouest saharien, je l'ai situé au mur d'une intercalation argileuse très constante, épaisse de quelques mètres à une vingtaine de mètres, déjà appelée a2 sur certains logs pétroliers ; 2) dans le reste du domaine saharien, à la base d'une «zone argileuse», zone d'alternances d'argiles et d'évaporites (sel gemme ou anhydrite selon les cas) dont l'épaisseur est plus forte (60 à 100 m en général) et qui m'a paru être l'homologue de l'intercalation a2, du moins quant à la position du mur (fig. VII. 14).

La carte des épaisseurs (*op. cit.*, pl. 18) montre la permanence d'un certain nombre d'éléments déjà mis en évidence antérieurement. Par contre l'amplitude des variations d'épaisseurs est faible, en particulier en comparaison de celles affectant l'intervalle précédent (d2-a2). Parmi les principaux traits révélés par cette carte, je citerai le *glacis nord-saharien*, marqué par une forte diminution de la subsidence vers le Nord-Ouest (1) ; la vaste plateforme du Sahara occidental, aux épaisseurs relativement constantes, et qui tend à se biseauter en direction du craton du Grand Erg occidental, l'existence d'une intumescence qui rappelle encore l'axe habituel d'El-Gassi - El-Agreb - Hassi-Messaoud. Par ailleurs la fosse de Dorbane - Hassi-Amrane, si elle a perdu de l'ampleur verticalement, a gagné en dimension horizontale : seulement accidentée par la zone résistante du môle de Rhourde-el-Baguel, elle semble se poursuivre, en effet, jusque dans la fosse du Gassi-Touil. Les plus forts gradients de subsidence apparaissent toujours au même endroit : sur une bande méridienne partant d'Hassi-Amrane, passant à l'Est d'Hassi-Messaoud et aboutissant entre le haut d'El-Biod et le bassin du Gassi-Touil qui le flanque. Au Sahara oriental, enfin, le bassin diminue d'épaisseur : sous le Grand Erg oriental, les lignes isopaques ont une orientation méridienne. Puis il se rétrécit entre le craton libyen et le môle du Tebaga et ne reprend d'importance que dans l'ombilic de Djeffara, caractérisé par une subsidence localisée mais importante (fig. VII. 15).

Les variations de faciès sont d'un intérêt particulier à ce niveau, car elles prennent une ampleur inaccoutumée. En effet la composition de l'intervalle peut se modifier à peu près radicalement d'une extrémité à l'autre du domaine étudié ; de plus de 75 % d'anhydrite – auxquels s'ajoute seulement un peu d'argile – sur les confins algéro-tunisiens (To. 1) à une masse de sel gemme presque pure dans le Sud (80 à 85 % de sel à Qd. 1, à proximité de l'oued Mya). Mais ce contraste entre les extrêmes n'est pas tout : il s'ajoute une extrême progressivité et une admirable régularité dans le passage de l'un à l'autre. L'interprétation de 150 sondages environ fournit une quinzaine de zones isopiques dont le classement est sans défaut sur une superficie de 3 à 400.000 km². Notons aussi un caractère essentiel de ce classement grandiose : il s'agit de son indépendance totale par rapport aux isopaques, c'est-à-dire par rapport aux régions subsidentes et aux régions résistantes. L'observation suffit, me semble-t-il, pour dénier dans ce cas une importance prépondérante aux facteurs morphologiques (seuil, barre, piégeage dans une fosse) ou bathymétriques, facteurs si souvent invoqués dans l'interprétation de la genèse des évaporites (G. Busson, 1968).

En dehors des enseignements tirés des évaporites principales (sel gemme, anhydrite), les autres constituants (argiles essentiellement, carbonates secondairement) contribuent à préciser l'histoire de cette plateforme saharienne à cette époque. L'enrichissement en ces constituants tend à se localiser dans le Nord et surtout le Nord-

(1) L'extrême amincissement du Salifère principal vers le Nord-Ouest est un peu surprenant car l'existence des diapirs dans les Ouled-Naïls et les Monts des Ksour ne suggère pas une absence des niveaux salifères homologues dans les régions voisines de Berbérie.

Source MNHN, Paris

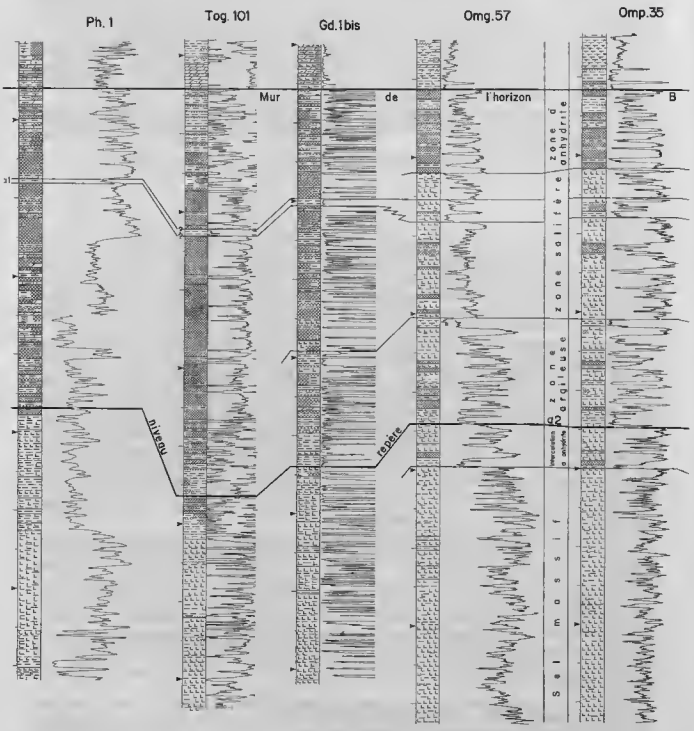
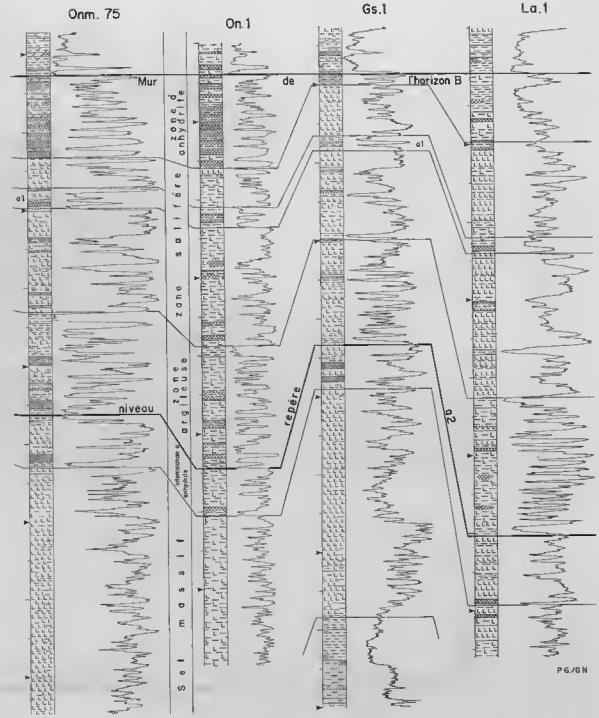


Fig. VII. 14. – Coupe de l'intervalle a2-B d'après les données de sondages (log lithologique et courbe neutron) répartis depuis le Nord de la région des Daïas (Ph.1,60 km au Nord-Ouest de Touggourt) jusqu'au Nord du Gassi-Touil (La.1), par Touggourt,

Source : MNHN, Paris



Gueddich, Hassi-Messaoud et El-Gassi. On notera que les horizons-repères qui encadrent et définissent l'intervalle restent identifiables, grâce en particulier aux diagraphies, malgré les modifications de faciès radicales qui affectent l'intervalle aussi bien que les couches encaissantes.

Source : MNHN, Paris

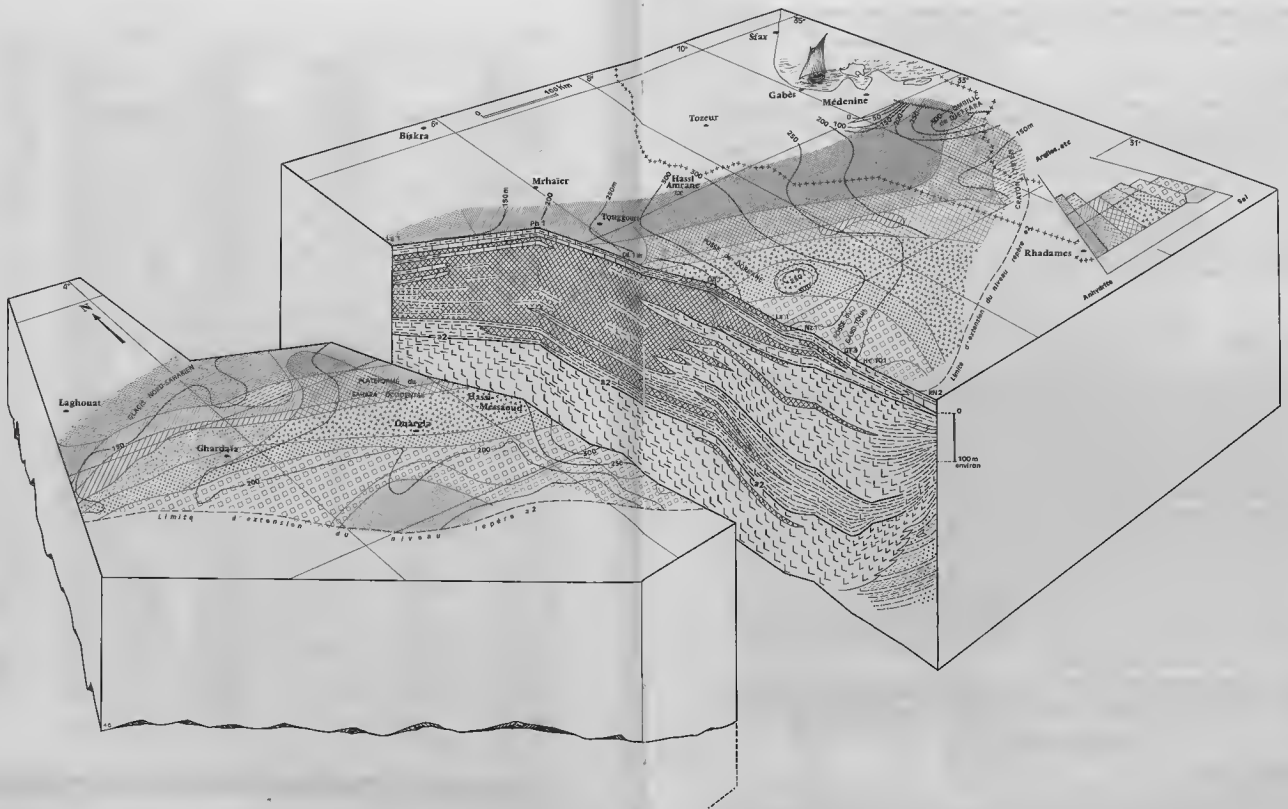


Fig. VII. 15. — Carte en isopaques (en noir) et en isofaciès (en rouge) de l'intervalle a2-B (en perspective à la surface du bloc) et coupe schématique du même intervalle sur le panneau vertical faisant face à l'observateur.

Source : MNHN, Paris

Ouest (plateau des Daïas, Hassi-R'mel, Belketaïef), un peu dans le Sud-tunisien et, moins nettement, dans certains forages du Grand Erg oriental et des abords du craton libyen. Les uns sont évidemment dus à une proximité relative de la mer ouverte, les autres au contraire à la prédominance d'influences continentales.

D) LE SALIFÈRE PRINCIPAL NON DIVISIBLE.

Dans un grand nombre de sondages situés en position méridionale ou occidentale, le Salifère principal est encore définissable – entre le Paléozoïque ou le Trias gréseux, dessous, et l'horizon B, dessus –, mais n'est plus divisible, du fait de la disparition des niveaux-repères d_2 et a_2. C'est le cas dans le Sud-tunisien (Te. 1) ; sur les confins du Tinrhert (Had. 1, Mf. 101, les puits de Rhourde-Nouss, d'Hamra, d'Ektaïa et d'Ouassa) ; dans la région d'Hassi-Leila, Settar, El-Atchane ; sur les marges du Grand Erg occidental (El-Goléa ; Hal. 1, Dea. 1, GEM. 1, Hbh. 1, et, plus au Nord, Ah. 1, Ag. 1) ; enfin en position tout à fait occidentale (GM. 1, les Oued-Rharbi, Oued-Namous, Taj. 1, etc.).

Je ne donnerai pas de description de détail du Salifère principal (ou de ses équivalents latéraux, car le sel a disparu d'une partie de ces sondages par biseautage au sein d'une série mince, argileuse) de ces coupes. Mais, par contre, on trouvera sur la figure VII. 16 une expression relativement précise de la nature lithologique globale de ces mêmes coupes : celle-ci m'a paru intéressante pour permettre de suivre l'évolution de cette prodigieuse série salifère dans les directions continentales. Sur ces marges, en même temps que la série se réduit en épaisseur, elle se modifie dans son faciès, les argiles tendant à se substituer aux évaporites.

CONCLUSIONS

La carte ci-jointe (fig. VII. 17) regroupe et synthétise les observations faites sur les unités successives de ce Salifère principal.

1) Les **isopaques** auréolent une zone d'épaisseur maximale – de l'ordre de 1.600 m – : c'est la *fosse de Dorbane*, qui se prolonge plus ou moins hypothétiquement vers le Nord du Gassi-Touil. Autour de cette fosse les épaisseurs décroissent assez rapidement jusqu'à des valeurs de l'ordre d'un millier de mètres, puis très lentement et très progressivement jusqu'aux zones peu subsidentes du Sud du Grand Erg oriental et du Tinrhert. Un amincissement extrême se note sur les confins atlasiques *(glacis nord-saharien)*, phénomène inattendu puisque les séries salifères de même âge ont une grande importance en Berbérie, ainsi que l'attestent de si nombreux pointements diapirs. Le Sud-tunisien est caractérisé par la *fosse de Djeffara* (épaisseurs supérieures à 600 m) et par le *môle du Tébaga* sur les flancs duquel ce Salifère principal passe à des dolomies, puis se biseaute. Quelques anomalies compliquent localement ce schéma général : axe résistant d'El-Gassi - Hassi-Messaoud aux épaisseurs amoindries, môle de Rhourde-el-Baguel, etc.

2) La répartition des faciès est encore d'une extraordinaire régularité. Il est frappant que le foyer du sel gemme – où s'observent les pourcentages maximaux en ce constituant, de l'ordre de 75 % – est en position distale par rapport au domaine mésogéen ; la décroissance des pourcentages de ce constituant s'avère beaucoup plus rapide en direction du continent qu'en direction de la mer ouverte. La disposition est inverse et *parfaitement complémentaire* si l'on considère les cartes de l'anhydrite et des carbonates, avec présence de maxima très nets et bien localisés dans le Sud-tunisien et, secondairement, dans la région d'El-Oued et dans le Nord de la région des Daïas ; dans tous les cas, par conséquent, sur les confins mésogéens. Entre ces extrêmes, les différentes classes de pourcentages peuvent être cartographiées, qui attestent le caractère tout à fait progressif de ces passages de faciès. Cette ségrégation, progressive et grandiose, s'est effectuée en indépendance complète des gradients de subsidence et, très certainement, sans intervention d'éventuels traits morphologiques du plancher sédimentaire. C'est l'extrême platitude de ce dernier qui, vraisemblablement, a facilité et induit cette extraordinaire ségrégation des sels responsable de cette sédimentation évaporitique.

Ainsi la connaissance très approfondie que l'interprétation et la synthèse des données de sondages apportent du Salifère principal saharien (Trias supérieur et ? Lias *p.p.*) sont d'un intérêt immense pour l'interprétation de la genèse des grands dépôts évaporitiques du passé, dont il n'existe pas d'équivalent dans la nature actuelle.

LISTE DES FOSSILES (Sondages).

Débris d'Echinodermes, Ostracodes.

Source MNHN, Paris

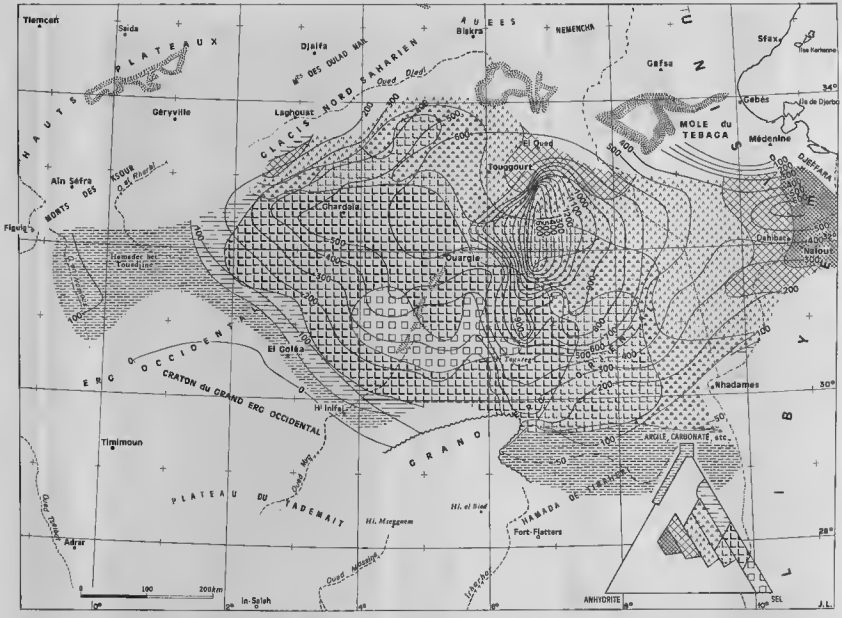


Fig. VII. 16 – Carte du Salifère principal avec courbes d'isopaques et représentstion schématisée du pourcentage des différents constituants cardinaux (sel ; anhydrite ; argile ; carbonate, etc.).

Source : MNHN, Paris

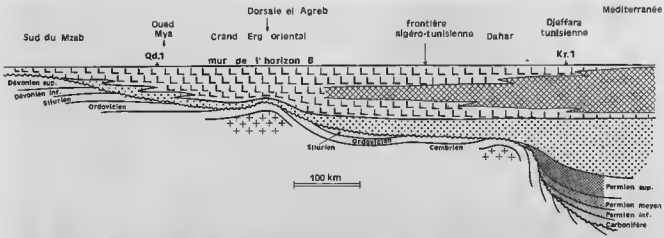


Fig. VII. 17. – **Coupe schématique des terrains triasiques (et liasiques p.p.) sous l'horizon B dont le mur a été dessiné à l'horizontale. Le transgression triasique et ses rapports avec les terrains paléozoïques anciens (discordance) et le Permo-Carbonifère de Djeffara (concordance) ; disposition des faciès gréseux et évaporitiques (ces derniers du Salifère principal) — au sein du Salifère principal la représentation est purement figurative —.**

Ce simple schéma n'a pas d'échelle verticale constante : les épaisseurs et les pendages des couches sont sans rapport avec la réalité.

IV. CONCLUSIONS SUR LE TRIAS (ET LA PARTIE INFÉRIEURE DU JURASSIQUE)

Avertissement. Ces conclusions sur le Trias constituent un essai pour rassembler en une très brève synthèse les données de la plateforme saharienne et celles de la Berbérie : si les éléments concernant la plateforme saharienne ont pu être très succintement exposés ci-dessus, nos connaissances sur la Berbérie ne pourront être rappelées dans le cadre de cet ouvrage. Pour une mise au point sur la Berbérie je renverrai donc aux quelques pages que je viens de publier à ce sujet (*op. cit.* : Le Trias, comparaisons avec les régions voisines).

Pour caractériser le Trias d'une formule – avec tout ce que cela comporte d'inexactitudes étant donné l'infinie complexité de la nature –, je dirai que ce système correspond à une exceptionnelle *transgression des sédiments* combinée à une régression de la *mer* non moins exceptionnelle. Entendons-nous d'abord sur cette *régression marine*. L'emploi de cette expression, ambiguë, ne signifie pas, sous ma plume, un retour aux hypothèses continentales de la genèse des évaporites, hypothèses que j'ai cherchées à éliminer dans le cas présent de façon radicale (1968) : plus de cent mille kilomètres cubes de sel sur le seul domaine saharien reconnu par sondages ne sauraient avoir d'autre origine que le réservoir océanique... Il n'en reste pas moins que les faciès du Trias de l'Afrique du Nord-Ouest apparaissent remarquablement *régressifs* aussi bien par rapport aux formations paléozoïques sous-jacentes que par rapport à celles du Jurassique sus-jacent, les unes et les autres caractérisées par une faune marine plus ou moins abondante. Rappelons en particulier l'importance – souvent même la présence exclusive – aussi bien au Sahara qu'en Berbérie de séries argilo-gréseuses, contenant de sporadiques Stégocéphales, des Reptiles continentaux, des *Equisetum*, etc. Quant aux faciès évaporitiques, s'ils manifestent une incursion massive de sels océaniques, ils représentent des témoignages d'un milieu moins habituellement marin que celui où vivaient les faunes marines caractéristiques du Paléozoïque ou du Jurassique.

Quant à l'exceptionnelle *transgression sédimentaire*, l'expression pourra choquer : car la concordance du Trias sur le Permien a la valeur d'une observation bien établie, dans de nombreuses provinces dont les régions classiques d'Europe occidentale [1] et j'ai moi-même rappelé le caractère concordant du Trias inférieur sur le Permien du Tebaga de Médenine. En fait il n'y a pas là de contradiction. Car si le Trias est concordant sur le Permien, cela ne saurait être que dans les zones – statistiquement insignifiantes – où s'est restreinte et cantonnée la sédimentation permienne [2]. De ces fosses localisées résiduelles, l'aire sédimentaire triasique a débordé et

(1) «Presque partout le passage d'un des systèmes à l'autre s'effectue par des transitions insensibles. Ce n'est que d'une manière tout à fait exceptionnelle que l'on observe une discordance entre le Permien supérieur et le Trias inférieurs (E. Haug, t. 1, p. 855, 1908-1911).

(2) En dehors du Permien de Djeffara déjà cité, rappelons le Stéphano-Autunien marocain de Bou-Achouch, du Bassin de Khenifra, du Bassin du Sous, etc.

Source : MNHN, Paris

elle a acquis un immense domaine, réalisant effectivement une prodigieuse transgression (fig. VII. 17). En Berbérie le phénomène a pu être obscurci par la rareté et la mauvaise qualité des affleurements triasiques, et par la confusion de ses termes de base avec du «Permo-Trias» ; néanmoins toute carte du domaine occidental (Algérie occidentale et surtout Maroc) établit à l'évidence que le *Trias repose très généralement sur des termes quelconques du Paléozoïque ou du Socle.* Mais le phénomène est encore plus patent sur la plateforme saharienne : la carte paléogéologique du Trias met en évidence à la fois l'importance du domaine sédimentaire acquis et le fait que, dans ce domaine, le substratum est parfaitement *quelconque* (de l'Antécambrien au Permo-Carbonifère). La transgression est si constante qu'elle est plus frappante sans doute que celle de l'Eocène supérieur-Oligocène. Elle n'est pas plus spectaculaire, certes, que celle du Néogène, mais couvre des aires beaucoup plus vastes.

Soulignons que le déroulement des faits, correspondant à cette régression permienne et à cette transgression triasique — toute deux considérables — n'apparaît pas encore très clairement. Il est facile d'évoquer à ce sujet l'orogénèse hercynienne, la pénéplanation des reliefs qu'elle a créés et la transgression qui s'ensuivit ; mais bien des points restent obscurs. Si pendant le Permien la plateforme saharienne a été soustraite à la sédimentation par un soulèvement et l'édification de reliefs, pourquoi ne trouve-t-on pas les séries de démolition intra ou périmontagneuses habituelles dans ces cas là. Reconnaissons que les couches du Tebaga de Médenine n'ont vraiment point l'allure de telles formations. Est-il admissible que toutes aient été érodées avant la transgression triasique ? Cette transgression triasique elle-même, avec l'extraordinaire planéité du domaine envahi, posait déjà à J. Bourcart (1937) un problème d'interprétation particulièrement ardu. L'extension du phénomène — du seul Maroc à une partie importante de l'Afrique du Nord-Ouest — et certaines de ses modalités sahariennes propres (par exemple la transgression directe du sel gemme sur un immense domaine) ne font que rendre cette disposition plus difficile à interpréter.

Un essai de carte (fig. VII. 18) des formations triasiques de l'Afrique du Nord-Ouest a été entrepris malgré les incertitudes combinées des imprécisions dans la définition stratigraphique et des lacunes de nos connaissances (zones où le Trias est enfoui sous une couverture non encore forée, zone d'érosion, diapirisme et charriage, etc.). Mais néanmoins une certaine logique apparaît dans la répartition générale de ces formations. Toute la partie occidentale de la plateforme saharienne est dépourvue de Trias, comme en sont dépourvus l'Anti-Atlas et une partie importante de la Meseta marocaine. Il est un fait que dès cette période triasique, les régions résistantes du Maroc apparaissent comme de simples prolongements du bouclier saharien, plus précisément de cette portion occidentale du Sahara qui est la plus stable et la plus rigide à tant d'époques. Au contraire, la partie orientale de la plateforme saharienne [1] comporte souvent un Trias épais, sinon complet (absence fréquente vraisemblablement du Trias inférieur). Les quelques courbes isopaques dessinées ci-joint et qui correspondent aux épaisseurs cumulées de Trias gréseux et de Salifère principal — et par conséquent qui peuvent comprendre du Lias —, ne visent qu'à fournir un ordre de grandeur à ce sujet.

Mais sous ce schéma général relativement simple, que de diversité dans la répartition des faciès et des épaisseurs ! En bien des points, les couches détritiques au lieu de rester localisées dans les dépôts de base tendent à représenter une partie importante de la série triasique, voire même dans certains cas la quasi-totalité de cette série (Haut-Atlas, massifs primaires du Maroc oriental, région au Nord de Marnia, môle de Tifrit, Zaccar-Doui, massif d'Oran, chaîne Kabyle ; Gassi-Touil ; Sud-tunisien ; série de Zarzaïtine du Tinrhert, etc). L'origine de certaines de ces séries détritiques est presque évidente (alimentation locale pour les môles et chaînons de la Berbérie septentrionale ; régions anti-Atlasiques pour le Haut-Atlas ; môle d'El-Biod pour le Gassi-Touil, etc.) ; elle est parfois plus obscure (Sud-tunisien en particulier : craton libyen ? un craton hypothétique en Syrte ?). Par ailleurs les grandes régions détritiques semblent bien localisées sur les marges du domaine sédimentaire triasique (Haut-Atlas, Gassi-Touil, Zarzaïtine) ; position marginale qui n'exclut pas évidemment la possibilité d'épaisseurs très fortes (Haut-Atlas). A cet égard les témoins gréseux en position insulaire dans le domaine lagunaire évaporitique (môle de Tifrit, etc.) constituent des anomalies intéressantes mais quantitativement négligeables.

Les séries lagunaires ou argilo-évaporitiques ont un développement littéralement extraordinaire et une diversité indéniable. D'épaisses formations salifères et anhydritiques se sont déposées sur une immense portion de cette Afrique du Nord-Ouest : encore régulièrement stratifiées sur la plateforme saharienne (entre le Mzab, le golfe de Gabès et la limite méridionale du Grand Erg oriental), en certains points de Berbérie occidentale (sondage d'Aïn-Skhrouna) ; nombreux et épais bassins salifères du Moyen-Atlas (Kerrouchène, Guercif) et de la Meseta (Berrechid, Khemisset, Bou-Kefrane), remarquables par leur cloisonnement et leur isolement par rapport aux accumulations sahariennes très régulières, et aux couches parfois encore stratifiées ; enfin accumulations amenées au jour par les phénomènes de diapirisme et de charriage, en Tunisie, en Algérie et au Maroc ; dans

(1) Cette subsidence de la partie orientale de la plateforme se retrouvera plus tard — au Crétacé en particulier — où elle prolongera remarquablement les fortes épaisseurs du bassin constantino-tunisien.

Source MNHN, Paris

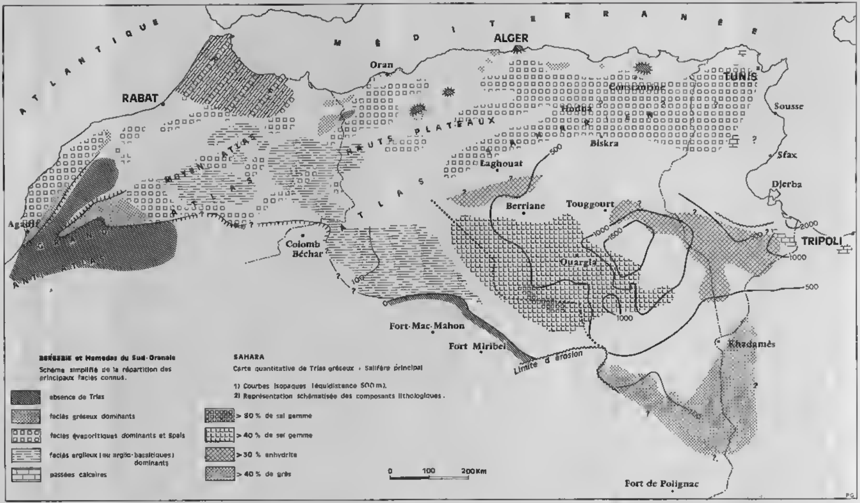


Fig. VII. 18. – Représentation très simplifiée et schématique des faciès dominants ou remarquables du "Trias" en Berbérie et sur la plateforme saharienne. Courbes d'isopaques très schématiques de l'ensemble Trias gréseux + Salifère principal sur la plateforme saharienne.

Source : MNHN, Paris

ce dernier pays aussi bien à l'Est qu'*à l'Ouest de la dorsale émergée* (fosse des Hahas) (1). De même que localement les formations gréseuses peuvent envahir la quasi-totalité du Trias, ailleurs les séries évaporitiques peuvent reposer sur le socle paléozoïque sans interposition d'aucune couche gréseuse ou conglomératique. A ces épaisses formations évaporitiques, il faut ajouter les formations surtout argileuses ou argilo-basaltiques de faible épaisseur. Celles-ci sont représentées sur une aire importante de la plateforme saharienne (d'El-Goléa à Oued-en-Namous, Hamadet-Touadjine et de là jusqu'à Chebket-Charef, à l'Est de Ben-Zireg) ; mais elles recouvrent aussi de grandes superficies au Maroc, tant sur la Meseta orientale que sur la portion orientale du Haut-Atlas, sur une partie du Moyen-Atlas et de la Meseta atlantique ; leur prolongement enfin existe en Algérie occidentale.

A côté des séries gréseuses et des séries argilo-évaporitiques, rappelons l'importance des coulées basaltiques ou spilitiques épanchées sur plusieurs centaines de milliers de km² – du Sud-tunisien à l'Atlantique et du Gassi-Touil à la Méditerranée –, grâce à une extrême fluidité et à un plancher sédimentaire d'une extraordinaire platitude, très probablement en milieu aquatique. Citons enfin les carbonates non point pour leur importance quantitative dans la plus grande partie du domaine couvert mais pour leur intérêt stratigraphique puisqu'ils recèlent et ont livré la quasi-totalité des restes paléontologiques qui ont permis de dater ces séries. Par ailleurs en position périphérique ils prennent un développement croissant (Djeffara, Djebel-Rheouis dans la dorsale tunisienne et au Nord de la Tunisie, région de Constantine, chaînons calcaires) et peuvent même affecter un faciès marin franc assez exceptionnel pour un Trias africain (Muschelkalk à *Promathilda* et Keuper à *Megalodon* de la dorsale rifaine).

Les nécessités de l'exposé m'ont amené à scinder faciès gréseux et faciès argilo-évaporitiques. Il est indispensable de rappeler l'intrication étroite de ces deux faciès. En fait en dehors de quelques régions remarquables ces deux faciès ne caractérisent pas des régions différentes ; ils sont superposés verticalement. Néanmoins *ni l'un ni l'autre de ces faciès ne saurait avoir la moindre signification chronologique.* Au Sahara des conditions d'étude exceptionnelles permettent de démontrer que les dépôts gréseux, en dehors de zones d'accumulation préférentielles, représentent un faciès typiquement diachronique jalonnant la transgression. En Berbérie plusieurs cas (*op. cit.*) prouvent qu'il en est de même et qu'aucune signification temporelle ne peut être attribuée à ces faciès. Je rappelle à titre d'exemple que les dépôts évaporitiques surmontent les calcaires du passage Muschelkalk-Keuper dans le Sud-tunisien, mais que les mêmes dépôts peuvent précéder largement ces mêmes calcaires dans la dorsale tunisienne (Djebel-Rheouis) ou les coulées basaltiques dont l'âge est à peu près le même, sur la Meseta atlantique (bassin de Khemisset).

Que de problèmes d'interprétation soulèvent la coexistence et l'intrication de ces deux faciès ! Certes leur affrontement et leur interstratification sont presque classiques (2). Pourtant l'épandage de nappes détritiques parfois grossières exige la présence d'un moteur hydrodynamique puissant aussi impérieusement que les dépôts des séries salifères et anhydritiques réclament une aridité poussée et prolongée. Les conditions aussi bien climatiques que tectoniques de la sédimentation se trouvent ainsi fondées sur des bases un peu contradictoires.

Séries gréseuses et séries argilo-évaporitiques parfois très épaisses tendent à se partager ce Trias du Nord-Ouest africain et en particulier de la plateforme saharienne pour lequel le vieux terme de *Dyas* aurait mieux convenu que celui de Trias qui a prévalu... Une telle constitution caractérise donc ce que l'on peut appeler un *faciès saharien.* Celui-ci mérite par son extension géographique de devenir classique à l'instar du Trias alpin et du Trias germanique qu'il complète et qu'il prolonge dans un classement allant du domaine marin le plus franc aux continents émergés et indemn es de toute sédimentation.

(1) La réapparition de Trias évaporitique épais *à l'Ouest de la dorsale émergée,* dans la fosse des *Hahas,* a une importance théorique non négligeable. En son absence, les évaporites du pourtour mésogéen occidental pouvaient être considérées comme une anomalie localisée dans cet immense cul-de-sac de la mer mésogéenne que créait la coalescence des continents lauraslatique, est-atlantique et africain. Les évaporites des Hahas et plus encore les dômes de sel des grands fonds atlantiques du large marocain sont extérieurs à ce cul-de-sac mésogéen et leur existence s'oppose, en partie au moins, à cette interprétation simple.

(2) L'intrication de faciès détritiques grossiers et d'évaporites a été reconstituée avec minutie dans les sédiments récents de la mer Morte (Neev et Emery, fig. 10). Mais la comparaison avec les phénomènes du Mésozoïque de la plateforme saharienne ne saurait être poussée trop avant. Le sel de la plateforme saharienne ne s'est pas déposé vraisemblablement dans les mêmes conditions que les évaporites piégées dans le graben tectonique de la mer Morte ; pas plus que les nappes détritiques du Trias saharien ne sont identiques aux formations gréseuses de piémont des reliefs palestiniens.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VIII

JURASSIQUE – NEOCOMIEN
(Lias *p.p.* seulement)

INTRODUCTION

L'existence même du Jurassique au Sahara algérien est restée ignorée jusqu'à une date relativement récente. C'est ainsi que M. Gignoux reprend dans son traité (1960) une phrase de J. Savornin : "on peut définir assez exactement le Sahara : la partie de l'Afrique du Nord dépourvue de sédiments jurassiques" (1). C'est un des apports scientifiques les plus remarquables des forages d'exploration pétrolière que la mise en évidence de formations jurassiques au Sahara algérien, prolongeant celles connues de longue date en Djeffara tunisienne et tripolitaine. Un peu après le début de ces forages, la découverte de flores à cachet jurassique sur les affleurements du Tasouratine au Sud de la hamada de Tinrhert agrandit encore l'aire d'extension reconnue des témoins de ce système (E. Boureau, P. Claracq, F. Nougarède, 1957 ; E. Bourcau, P. Caillon, 1958).

De nombreuses publications ont paru sur le Jurassique du Sud-tunisien ; quelques-unes, beaucoup moins abondantes et détaillées, sur les séries traversées par sondages au Sahara algérien. Je ne donnerai pas, dans le cadre restreint de ce bref exposé, un historique de ces travaux (voir 1967 pour le Sud-tunisien et *op. cit.* pour le Sahara algérien). Au niveau du Jurassique les données stratigraphiques que m'a fournies l'étude des affleurements du Sud-tunisien (1967) et secondairement du Sahara algérien – hamada de Tinrhert – (1964, 1965) se sont révélées particulièrement importantes pour l'interprétation des données de sondages, depuis le domaine le plus marin jusqu'au domaine le plus continental. Par ailleurs les corrélations, rendues possibles par l'étude systématique de ce réseau de sondages très dense, ont permis l'élaboration de cartes détaillées (d'épaisseur et de faciès) des formations successives, cartes s'étendant à un immense domaine. Au total j'ai pu arriver à une connaissance relativement approfondie d'un bassin jurassique vaste de plus de 600 000 km^2 (fig. VIII.1) et présentant l'avantage d'être à peine, ou point du tout, perturbé par les déformations tectoniques.

Quatre unités principales serviront de cadre à cette description du Jurassique-Crétacé inférieur : leurs limites ne coïncident pas avec les coupures entre étages ou groupes d'étages de l'échelle stratigraphique universelle. Mais elles correspondent à des niveaux-repères régionaux qui présentent deux caractéristiques : 1) ils sont définissables sur la plus grande partie de l'aire d'extension des terrains jurassiques sahariens ; 2) ils sont assimilables, dans ce domaine, à des lignes-temps, approximativement au moins – comme nous le verrons ci-dessous. En certains points privilégiés, ces quatre unités ont pu être datées, avec plus ou moins de précision. Il s'agit : 1) du Lias-Dogger inférieur ; 2) du Bathonien ; 3) du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* ; 4) du Jurassique supérieur – Néocomien. Voici, enfin, le nom et la disposition des niveaux-repères qui délimitent et séparent ces unités :

Base des grès "barrémiens"
Jurassique supérieur – Néocomien
Repère "E8"
Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.*
Repère "E6"
Bathonien
Repère J
Lias-Dogger inférieur
Mur de l'horizon B

(1) Dans l'ouvrage de J. Savornin (1931) cette affirmation très catégorique (p. 297) se trouvait d'ailleurs tempérée dès la page suivante par la phrase, un peu contradictoire, que je cite : "La limite des terres émergées : front nord de la *Gondwanie*, passerait approximativement, sur la carte actuelle, au Sud d'Agadir, de Figuig, de Laghouat ; vers Touggourt et Ghadamès."

Source : MNHN, Paris

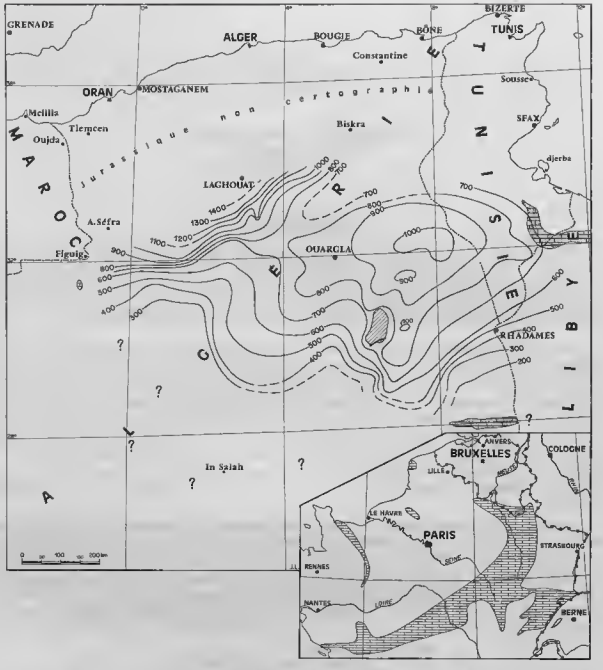


Fig. VIII.1. — **Isopaques d'une partie des formations jurassiques sahariennes (bassin algéro-tunisien) à l'échelle du 1/10 000 000.**

Stratigraphiquement, il s'agit de l'ensemble des unités comprises entre le mur de l'horizon B et le repère E8, c'est-à-dire le Lias-Dogger inférieur, le Bathonien, le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien. Il manque par conséquent à cette carte du Jurassique : 1) une épaisseur indéterminée de Lias, présent sous l'horizon B dans le Salifère principal, 2) une certaine épaisseur de Jurassique supérieur et terminal, pouvant atteindre 600 m dans le Sahara septentrional, mal distinguable du Néocomien.

Géographiquement, il manque les confins atlasiques dont le Jurassique n'a pas été reconnu par forages, et les zones péri-continentales (Grand Erg occidental, Tidikelt, etc.) où l'envahissement généralisé de la série mésozoïque par les faciès détritiques ne permet pas de distinguer les formations jurassiques de celles du Crétacé. Ces biseaux gréseux du Jurassique risquent d'avoir eu une très grande extension.

Les *affleurements* du Sud-tunisien, de la région de Taouratine, des confins du massif de Béchar n'ont été cartographiés que très schématiquement. Ceux, éventuels, du Grand Erg occidental ou du pourtour du Tademaït ne sauraient être reconnus dans l'état actuel de nos connaissances.

Pour comparaison l'extension du Jurassique du Bassin de Paris — enveloppé par ses zones d'affleurement — et des régions avoisinantes, à la même échelle.

Source : MNHN, Paris

I – LIAS – DOGGER INFERIEUR

INTRODUCTION

Malgré l'importance considérable des terrains du Lias-Dogger inférieur – de nature principalement évaporitique – qui s'étendent sur une partie de la plate-forme saharienne, aucun témoin n'en arrive à l'affleurement au Sahara algérien ; soit que le faciès se modifie profondément sur les bordures du bassin, passant à une série argilo-gréseuse, terme banal du "Continental intercalaire" (Tinchert, Grand Erg occidental) ; soit que – en direction du Tadémaït par exemple – les séries ultérieures aient dépassé son aire d'extension, scellant cette masse évaporitique dans la partie la plus centrale du bassin. Quant au Sud-tunisien, les évaporites du Lias-Dogger inférieur y viennent bien à l'affleurement, mais elles ont été le plus souvent attribuées au Keuper jusqu'à une date récente (G. Busson, 1961).

A) LIMITES

La limite inférieure constituée par le mur de l'horizon B a déjà été définie (G. Busson, 1968) comme toit du Salifère principal : horizon sismique, excellent repère sur les diagraphies, niveau nettement individualisé par sa lithologie, l'horizon B constitue un des meilleurs niveaux-repères et son mur une des meilleures surfaces de corrélation du Sahara algéro-tuniso-libyen (fig. VIII.4). Le synchronisme de cet horizon semble au moins approximatif. Quant à son âge, il se situerait dans le Lias – probablement inférieur – plutôt qu'à la limite du Trias et du Lias où en général on le place conventionnellement : malheureusement il n'existe pas d'argument direct pour avancer une attribution d'âge précise, mais seulement des présomptions tirées de comparaisons avec des coupes de Tunisie atlasique.

La limite supérieure correspond, dans la série du *Sud-tunisien* (G. Busson, 1967), au contact des calcaires de Krachoua sur les gypses de la Mestaoua (fig. VIII.5). Dans cette région ce contact – que j'appellerai repère J – se situe vraisemblablement au sein ou vers la base du Bathonien *(ibid.)* : d'où l'appellation de Lias-Dogger inférieur pour l'unité sous-jacente ici étudiée. Or cette limite semble pouvoir se retrouver et se suivre dans toute la *Province centrale* (fig. VIII.3) *du Sahara algérien* de l'Oued Mya à la frontière tunisienne, au contact de deux séries, différentes malgré les rapports qui les lient : dessous, une formation anhydritique et salifère, homogène et très constamment résistante – le Lias-Dogger inférieur – ; dessus, une série – que je décrirai ultérieurement sous le nom de Bathonien – où les bancs résistants, anhydritiques, alternent avec des passées argileuses, conductrices, et des intercalations carbonatées. Et, dans la Province centrale du Sahara algérien, cette limite m'a paru être relativement constante et synchrone : c'est du moins ce que suggère son parallélisme approximatif avec les lignes de corrélations encaissantes (horizon B, intercalation argileuse V, niveau-repère E6, etc.). Mais dans le Sud de cette province, entre Hassi-Leila (HL1.1 – coord. S6 –) et El-Agreb par exemple, le toit de l'anhydrite *descend* de façon manifeste, la sédimentation correspondante ayant été interrompue de plus en plus tôt par des apports argileux et clastiques ; l'intervalle attribué ailleurs au Lias-Dogger inférieur est alors visiblement amoindri par ce passage de faciès et la masse anhydritique résiduelle diffère de plus en plus, vers le Sud, du Lias-Dogger inférieur du reste du Sahara. Dans la *Province septentrionale* (Nord du Mzab, région des Daïas, Oued Rhir, extrême-Nord du Grand Erg oriental) enfin, une étude récente (F. Coumes et A. Lhomer, 1962) a permis de définir un certain nombre d'horizons-repères et, dans certains cas, de préciser leur âge. Parmi ces horizons-repères il m'a semblé que c'était du banc J1 (F. Coumes et A. Lhomer, 1962) de cette Province septentrionale que devrait être rapprochée la limite stratigraphique adoptée dans la Province centrale entre le Lias-Dogger inférieur et le Bathonien : le banc J1 aurait d'ailleurs fourni dans les sondages de Bordj-Nili une faune qui caractériserait le passage bajo-bathonien.

Le fait d'avoir précisé pour le Lias-Dogger inférieur des limites inférieure et supérieure sur une grande partie de la plateforme saharienne permet de repérer les variations d'épaisseur et les passages de faciès (fig. VIII.2 et VIII.4) et d'en déduire des données jusqu'alors inconnues sur l'histoire de cette région à cette époque.

B) AGE DE LA SERIE

Aux rares faunes du Sud-tunisien, s'ajoutent quelques découvertes effectuées dans des sondages de la partie la plus septentrionale du Sahara algérien : identification de *Cayeuxia liastica* à Ph. 1 et de "microfaciès voisins de microfaciès du Domérien du Maroc" (C.F.P.A. : rapport géologique final de Ph.1). Divers fossiles – dont le détail n'a pas été publié – (Rhynchonelles, Térébratules, Exogyres) ont été trouvés dans une carotte

Source : MNHN, Paris

Fig. VIII.2. – Carte du Lias-Dogger inférieur (Lias *p.p.* seulement) de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien), avec isopsques d'équidistance 100 m (exceptionnellement 50 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le tétraèdre du coin inférieur gauche. Pour l'élaboration de ce tétraèdre se reporter aux figures V.11 et V.12.

Source : MNHN, Paris

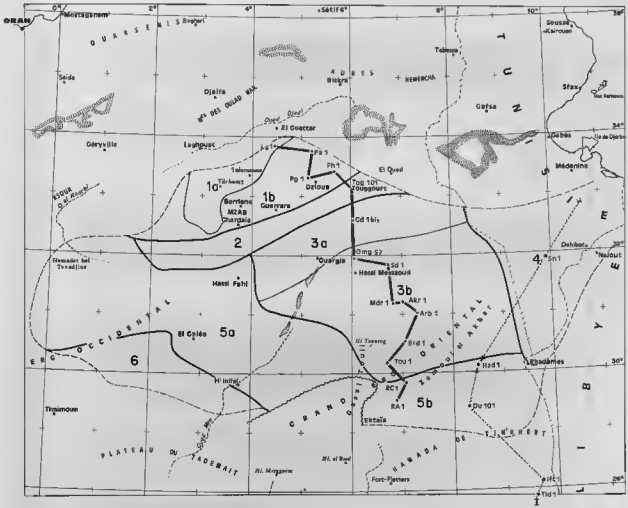


Fig. VIII.3. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées au cours de l'étude du Lias-Dogger inférieur, avec principaux noms de lieux mentionnés dans le texte et, en trait fort, situation de la coupe du Lias-Dogger inférieur ci-jointe (fig. VIII.4). Les désignations des provinces et sous-provinces correspondent aux paragraphes du texte ; I = Province septentrionale ; la = centre nord ; 1b = le domaine périphérique ; 2 = la zone de transition, etc. En tireté fin, implantation des coupes du Mésozoïque (infra-crétacé supérieur) d'Had.1 au Sud-tunisien (fig. VIII.5) et d'Had.1 au Tinrhert (fig. VIII.6).

prélevée à Bordj-Nili, au sommet de l'intervalle. Ces fossiles seraient également d'âge bathonien inférieur ou du passage bajo-bathonien. Finalement l'intervalle examiné et appelé Lias-Dogger inférieur comprendrait une partie du Lias – celle qui est située au-dessus de l'horizon B –, le Bajocien et peut-être une partie du Bathonien.

C) REPARTITION DES EPAISSEURS

La carte en isopaques ci-jointe (fig. VIII.2) montre une répartition très simple des épaisseurs. Les valeurs les plus fortes, légèrement supérieures à 500 m, se cantonnent dans une *fosse du Bas-Sahara* qui s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest, le long de la lisière nord du Grand-Erg oriental. La décroissance est lente et progressive vers le *craton libyen* la hamada de Tinrhert et le *craton* plus lointain *du Grand Erg occidental*. Le *seuil du Dahar, la fosse de Syrte, le promontoire du Tebaga-Melab* sont les traits dominants du Sud-tunisien. Sous la région des Dalas occidentale apparaît, à cette époque comme au Trias, un *seuil nord-saharien*. Ce seuil ne peut être considéré comme une simple digitation du craton du Grand Erg occidental ; car une zone subsidente, située dans la région de Bordj-Nili – Hassi-R'mel sépare l'un de l'autre.

Source : MNHN, Paris

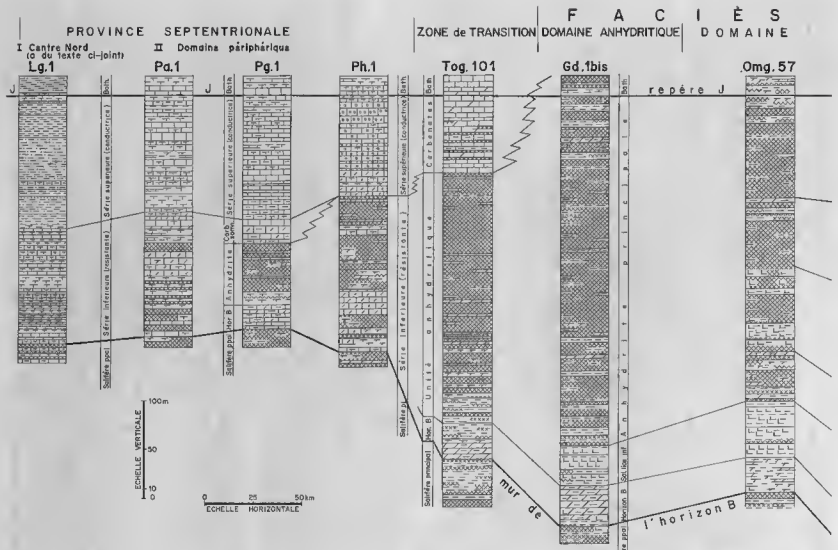


Fig. VIII.4. – Coupes du Lias-Dogger inférieur d'après des sondages répartis depuis les régions les plus septentrionales du Sahara algérien (Lg.1) jusqu'au Sud du Gassi-Touil, aux confins du Tinrhert (Ra.1) : pour l'implantation précise voir la fig. VIII.3. Les passages de faciès complets et radicaux qui affectent cette unité, dans le domaine saharien, se voient fort bien sur cette coupe, ainsi que la fine zonation qui peut être reconnue dans la Province centrale (Horizon B, Salifère liasique inférieur, etc.).

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

D) FACIES

La considération globale des faciés permet de distinguer plusieurs provinces, parfaitement indépendantes des zones de subsidence, et profondément différentes entre elles. Ces provinces sont implantées avec précision sur la fig. VIII.3 ; tandis que la répartition précise du faciés global de l'intervalle est fournie par la fig. VIII.2.

1) LA PROVINCE SEPTENTRIONALE

Il s'agit d'une bande de terrain qui s'étend, de l'Est á l'Ouest, de l'Oued-Rhir á la région d'Hamadet-Bet-Touadjine (Taj. 1) dans les hamadas du Sud-oranais. On peut individualiser deux sous-provinces.

a) **Le Centre-Nord** (région d'El-Guettar ; Talemzane ; Bordj-Nili ; Tilrempt) : c'est une zone caractérisée par l'abondance des faciès argileux et marneux. 1) La plus grande partie de cette zone est dépourvue d'anhydrite. La série du Lias-Dogger inférieur comprend alors une série inférieure, "résistante" (1) où les marnes et les argiles – parfois un peu pélitiques – alternent avec des calcaires et des dolomies qui présentent assez fréquemment le faciés "à oolithes estompées" ; et une série supérieure, plus argileuse et légérement pélitique où les passées calcaires, elles-mêmes souvent pélitiques, sont moins abondantes. La coupe de Lg.1 (fig. VIII.4) est le type du Lias-Dogger inférieur de cette région. Une faune marine (Foraminifères, Polypiers, Bryozoaires, Echinodermes) a été observée dans cette série. 2) Au contraire, dans les forages les plus méridionaux (Li.1 – coord. R9 – á Hr.8 – coord. P8 –), de l'anhydrite s'intercale au sein des carbonates dans la Série inférieure. Par ailleurs, tout á fait au Sud, des carbonates apparaissent au toit de l'intervalle.

b) **Le domaine périphérique** (région de Méhaiguéne et de Ghardaïa á l'Oued-Rhir : coupes de Pa.1, Pg.1 et Ph.1 sur la fig. VIII.4) : il entoure le précédent á l'Est, dans la région de Dzioua ; au Sud, avec le Nord du Mzab et á l'Ouest, dans la région de l'Oued-Méhaiguène. La proportion des carbonates-s'accroît aux dépens des argiles, en particulier dans la série supérieure. A Berriane cette évolution est maximale et la coupe du Lias-Dogger inférieur consiste pour l'essentiel en calcaires. Mais, en général, á cet accroissement des carbonates s'ajoute un envahissement de la série inférieure par l'anhydrite, de plus en plus important vers le Sud.

2) LA ZONE DE TRANSITION

Elle jouxte la Province septentrionale immédiatement au Sud et s'étend de la région d'El-Oued jusqu'au Mzab et á la partie nord du Grand Erg occidental (fig. VIII.3). Elle est caractérisée par la succession régulière de trois termes successifs : horizon B (carbonaté ou argileux), unité anhydritique, unité carbonatée (*cf.* coupe de Tog. 101 sur la fig. VIII.4). Malgré cette homogénéité, les variations régionales sont importantes : 1) au Nord-Est (région de Touggourt, ex : Tog. 101) l'anhydrite a une importance prédominante, existant même au sein de l'unité carbonatée du sommet. Ce qui n'exclut pas la présence á ce niveau de fossiles marins (Lamellibranches, Entroques, Foraminifères, Algues). 2) Dans le centre (région de Guerrara), les carbonates prennent au contraire de l'importance aux dépens de l'anhydrite, 3) Enfin dans le Sud et le Sud-Ouest, les carbonates ne contiennent plus que des Ostracodes et ils tendent á régresser au profit de l'anhydrite puis, vers l'Ouest, au profit des argiles.

3) LA PROVINCE CENTRALE

Caractérisée par la généralisation des faciés évaporitiques, elle offre deux sous-provinces différentes.

a) **La sous-province anhydritique.** Elle borde les provinces précédentes (septentrionale, zone de transition) du Sud-tunisien á Hassi-Fahl, au Sud du Mzab. Elle se compose de deux ou plus souvent de trois termes successifs trés inégaux en épaisseur (ex : coupe de Gd.1 bis sur la fig. VIII.4) : 1) à la base, l'horizon B, carbonaté au Nord-Est, devenant argileux vers le Sud-Ouest, est épais de quelques dizaines de mètres ; 2) au-dessus le deuxième terme consiste – quand il existe – en une soixantaine de mètres où apparaît le sel gemme : cet intervalle est l'homologue du "Salifère liasique inférieur" de la sous-province suivante ; 3) enfin plusieurs centaines de mètres d'anhydrite massive, avec intercalations argileuses, dolomitiques ou calcaires, á Crinoïdes et Rhynchonelles, forment l'essentiel du Lias-Dogger inférieur. Il est á noter que cette sédimentation

(1) C'est-à-dire que les courbes de résistivités enregistrées dans les forages indiquent des valeurs élevées au droit de cet intervalle.

Source MNHN, Paris

anhydritique se poursuit au-dessus, quoique moins massivement en général ; le toit de la formation (niveau J) est constitué par un mince niveau argilo-carbonaté au sein de l'anhydrite.

b) La sous-province salifère et anhydritique. Elle couvre, au Sud des domaines précédents, une superficie de l'ordre de 250 000 km² (région d'Ouargla et une partie importante du Grand Erg oriental), où les mêmes unités successives se suivent très régulièrement (voir fig. III.6). Sur la coupe de la fig. VIII.4, plusieurs colonnes lithologiques se situent dans cette sous-province (Omg.57, Sd.1, Mdr.1, Akr.1, Arb.1, Brd.1, Tou.1). Par ailleurs, ces unités ont été décrites de façon détaillée dans un travail antérieur (*op. cit.*, fig. 57 á 61 en particulier) et dans le présent texte je n'en dirai qu'un mot.

1) L'*"horizon B"* (voir fig. IV.3 et IV.4) est – comme plus au Nord – carbonaté dans l'Est ; tandis qu'il admet des passées d'anhydrite et de sel dans la région d'Hassi-Messaoud et devient complètement argileux dans l'Ouest ; 2) le *"Salifère liasique inférieur"* représente un retour aux conditions qui régnaient avant l'horizon B. C'est l'épisode salifère le plus développé – verticalement et géographiquement – de tout le Lias-Dogger inférieur ; 3) l'intervalle dit *"anhydrite et dolomie inférieure"* correspond á la généralisation de l'anhydrite sur une surface *reconnue* couvrant 1 200 km de l'Est à l'Ouest et plus de 400 km du Nord au Sud – y compris les dépôts anhydritiques homologues des provinces et sous-provinces précédentes. Les dolomies n'ont une certaine importance que dans le Sud-tunisien ; elles s'amenuisent beaucoup au Sahara algérien et disparaissent complètement dans l'Ouest ; 4) le *"Salifère liasique supérieur"* marque une réapparition importante du sel gemme, la dernière avant le Sénonien ; 5) l'*"anhydrite et dolomie supérieure"* est une formation qui rappelle le niveau 3 mais contient relativement plus de dolomies, signe avant-coureur de la fin de cette sédimentation évaporitique. D'autre part, sur les marges méridionales du bassin, le toit de cet intervalle n'est plus qu'une *limite de faciès changeante* : le dépôt de l'anhydrite a été interrompu d'autant plus tôt que le forage considéré occupe une position plus méridionale.

4) LE SUD-TUNISIEN ET LA DJEFFARA LIBYENNE (G. Busson, 1967, pp. 35-40, 67-77, 145-149).

A) LES SONDAGES (fig. VIII.5)

Les sondages des confins algériens, tels que Sb.1 – coord. W7 –, sont précieux en ce sens qu'ils montrent une succession étroitement comparable à celle de la Province centrale du Sahara algérien : Horizon B (ou LD3 sur la planche 1, *in* G. Busson, 1967), Salifère liasique inférieur (LS 2), Anhydrite et dolomie inférieure (LD 2), Salifère liasique supérieur (LS 1) et Anhydrite et dolomie supérieure (LD 1). On note seulement déjà moins de sel, plus d'anhydrite et de dolomie que sur le territoire algérien. Cette évolution ne fait que se poursuivre en direction du Nord-Est, c'est-à-dire en direction des affleurements. C'est ainsi qu'á OS.1, il ne reste que l'Horizon B ; un résidu, á peine salifère, du Salifère liasique inférieur ; une importante masse anhydritique, à fines intercalations de dolomie beige et d'argile, parfois silteuse, surmontée normalement de la série sus-jacente (Bathonien) plus carbonatée. Ces sondages, et en particulier les plus proches des affleurements (Nm.1, At.1 – coord. X8 –) sont précieux non seulement pour l'évolution paléogéographique qu'ils mettent en évidence, mais surtout pour les corrélations qu'ils permettent avec les affleurements voisins, les seuls de toute la plateforme saharienne à être comparables à la série découverte sur une si vaste superficie par forage.

B) LES AFFLEUREMENTS

J'aí longuement exposé qu'il convenait de distinguer deux provinces très profondément différentes, séparées l'une de l'autre par l'Oued-Tatahouine (cf. fig. II.5).

1) La série de Djeffara ("Province centrale" du Sud-tunisien *in* G. Busson, 1967).

Elle affleure, de façon inégale d'ailleurs, entre les parallèles 36 gr 20 et 36 gr 70 en latitude et entre les collines du Rehach á l'Est et la falaise de Krachoua à l'Ouest. La coupe peut être étudiée le long de l'Oued-Mestaoua ou, un peu plus au Nord, depuis les reliefs de Zmilet-Haber jusqu'á ceux de Zemlet-el-Beida. La succession est la suivante :

1) Calcaires de Zmilet-Haber : une vingtaine de mètres de calcaires dolomitiques souvent oolithiques, avec passées á débris de Lamellibranches. Cet horizon se met facilement en corrélation avec l'horizon B des sondages.

2) Une lacune très générale, d'une centaine de mètres de séries, doit correspondre à une masse d'argile salifère.

3) *Les gypses de la Mestaoua* (400 m environ), surtout constitués de gypse, comportent aussí des bancs de dolomies de plus en plus nombreux dans les 100 á 120 m de séries sommitales où ils font passage aux calcaires de Krachoua sus-jacents. Sans revenir sur la description pétrographique et le contenu organique de

Source : MNHN, Paris

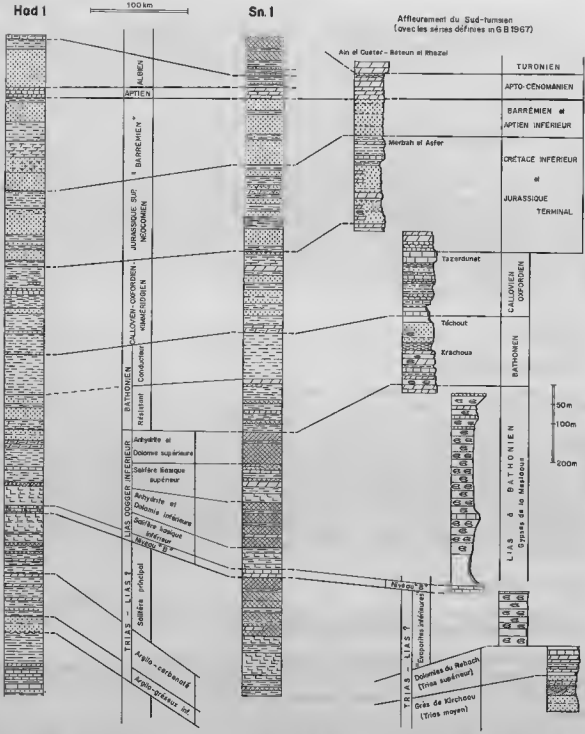


Fig. VIII.5. – Evolution de la série mésozoique, infra-crétacée, depuis Had.1 (Grand Erg oriental, confins du Zemoul-el-Akbar et du Tinrhert) jusqu'aux affleurements du Sud-tunisien, par Sn.1 (dj.Sanhrar). Les trois coupes et les corrélations qui les réunissent précisent les équivalences qui ont pu être établies entre une série assez typique du Sahara algérien et la succession étudiée et nommée dans le Sud-tunisien (1967). L'intervalle stratigraphique examiné s'étend du Trias à l'Apto-Cénomanien, voire même au Turonien.
Les faunes découvertes dans le Sud-tunisien pourront être aisément localisées sur la coupe ci-dessus, par simple comparaison avec les coupes publiées *in* 1967.

Source MNHN, Paris

cette série, je rappellerai que les niveaux supérieurs m'ont livré *Pteroperna* cf. *costatula* (Deslongchamps), *Protocardium* cf. *lycetti* Rollier, etc. espèces qui suggèrent un âge déjà bathonien pour le haut de ces gypses de la Mestaoua.

Cette épaisse formation, loin de représenter le seul Trias supérieur (carte géologique Médenine au 200 000e et surtout carte au 500 000e Tunisie-Sud 1951), va donc du Lias (Horizon B) au Bathonien (en partie compris) : quant aux calcaires de Krachoua sus-jacents (voir ci-dessous), ils ne représentent pas le Lias, mais la partie supérieure du Bathonien (G. Busson, 1961).

L'évolution de cette série vers le Nord se caractérise : 1) par un amincissement rapide ; 2) par un enrichissement relatif en dolomie, aux dépens du gypse. Cette évolution très nette qui s'observe par exemple au Djebel-Krebta et au Djebel-Ali-ben-Salah, permet de mieux comprendre et interpréter la partie septentrionale du Sud-tunisien, dont je vais maintenant dire quelques mots.

2) La série de la grande falaise, au Nord de l'Oued-Tatahouine.

L'extrême enrichissement en dolomie de la partie supérieure des "gypses de la Mestaoua", au Djebel-Ali-ben-Salah et au Zemlet-Darhmouss, permet d'affirmer que la grande masse de "dolomie informe" du massif de Chafiet-ecb-Chaba – au Nord de la zone sans visibilité de la basse vallée de l'Oued-Tatahouine – représente également l'équivalent latéral des gypses de la Mestaoua – et non, comme dans toutes les interprétations antérieures, l'équivalent latéral des calcaires de Krachoua subitement épaissis et dolomitisés. Cette corrélation est confirmée par le fait que les calcaires de Krachoua se retrouvent en réalité à l'extrême sommet de Chafiet-ech-Chaba, où ils couronnent la dolomie informe comme ils couronnaient, plus au Sud, les gypses de la Mestaoua.

Vers le Nord le biseautage progressif et relativement rapide et total de cette masse de dolomie informe a été suivi pas à pas et cartographié, entre Chafiet-ech-Chaba et le Tebaga de Medenine (G. Busson, 1967) : je n'y reviendrai pas.

Je préciserai que ces passages de faciès et ce biseautage n'ont pu être exprimés sur la carte ci-jointe (fig. VIII.2), étant donné son échelle très réduite : le lecteur pourra se reporter aux figures et aux cartes antérieurement fournies (1967).

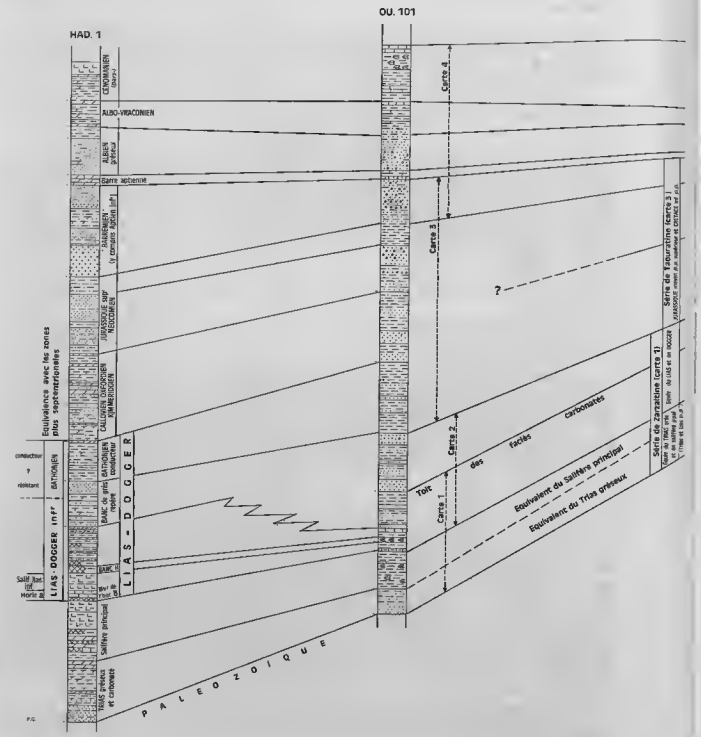
En Djeffara libyenne, on sait que des séries homologues se retrouvent, dont les appellations et les attributions stratigraphiques ont subi des variations répétées et considérables toutes ces dernières années. J'ai essayé de faire le point sur ces questions (*ibid.*, pp. 145-149, fig. 14, tabl. IV, et fig. IV.7 du présent texte). Je dirai simplement que le niveau de *Bu-en-Niran* est encore l'équivalent de l'horizon B, ici très argileux ; tandis que les *gypses des Abreghs* (au sens de Magnier 1963) représentent l'équivalent aminci des *gypses de la Mestaoua*. Les arguments paléontologiques n'ont pas plus de force que ceux du Sud-tunisien, ni ne permettent de préciser l'attribution de cette série qu'il faut encore laisser prudemment dans le Lias-Dogger inférieur.

5) LES ZONES MARGINALES

Diminution des évaporites et amincissement généralisé caractérisent l'extrême-Sud du domaine saharien. Deux zones montrent principalement de telles séries de bordure : a) le Sud-Ouest, c'est-à-dire le Tademaït et ses abords. Il est en fait très difficile d'y définir avec précision le Lias-Dogger inférieur ; le repère du toit de l'intervalle est oblitéré par la descente brutale et importante du toit de l'anhydrite (voir, même en zone septentrionale, la descente de l'anhydrite à Meg.1 : fig. IV.10). La série lagunaire qui persiste correspond vraisemblablement à une partie seulement de l'ensemble Lias-Dogger inférieur du Nord : série surtout anhydritique au Nord-Est qui passe à une série surtout argileuse dans le Sud et le Sud-Ouest. On saisit là, dans le fond du bassin, le jeu antagoniste des apports d'origine océanique et des argiles d'origine continentale. b) Au Sud-Est (Sud du Gassi-Touil, Zemoul-el-Akbar et abords du Tinrhert : coupes de Rc.1 et Ra.1 sur la coupe VIII.4), le toit des évaporites descend également : anhydrite et sel ont été arrêtés de plus en plus précocement dans le Sud par les apports argileux et gréseux. La série évaporitique résiduelle se modifie : le sel disparaît ; seul un banc d'anhydrite se poursuit jusqu'aux abords du Tinrhert ("horizon H" de certains logs), représentant l'équivalent probable de l'ensemble appelé plus au Nord "anhydrite et dolomie inférieure". Dès Ektaïa cette série est envahie par les apports détritiques et l'horizon B lui-même ne se définit qu'assez approximativement.

Au Tinrhert, enfin, le Lias-Dogger inférieur ne s'individualise plus, du moins avec les mêmes limites : ses équivalents latéraux seront traités avec l'ensemble de la série continentale du Jurassique et du Crétacé inférieur de cette région (voir fig. VIII.6).

Source MNHN, Paris



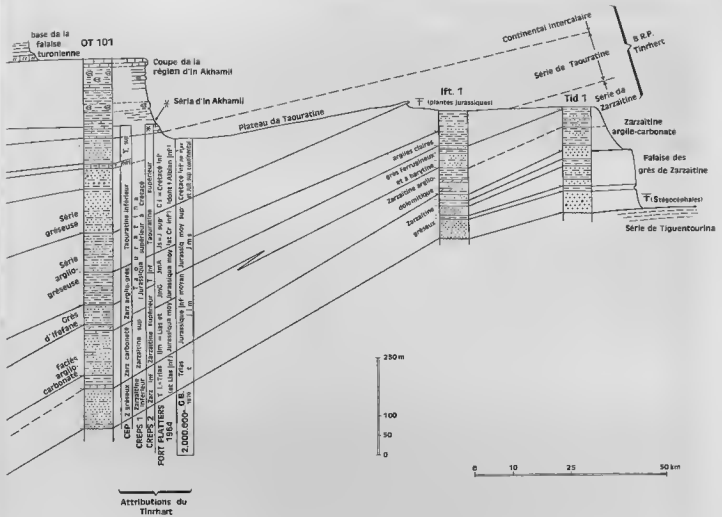


Fig. VIII.6. – Evolution de la série mésozoïque (principalement infra-cénomanienne) depuis Had.1 (dans la partie sud du Zemoul-el-Akbar) jusqu'au Sud du Tinrhert et aux affleurements des régions d'In-Akhamil, de Taouratine et de Zarzaïtine. Les coupes et les corrélations qui sont proposées montrent l'évolution des principaux ensembles stratigraphiques, dans cette région rendue particulièrement complexe par la rapidité et l'importance des variations d'épaisseur et de faciès. En outre, ce dessin fournit une interprétation des principales nomenclatures utilisées dans cette région : équivalence entre ces systèmes et localisation verticale des ensembles successifs. On notera enfin la localisation des principaux ensembles morphologiques et des principales faunes ou flores découvertes dans la série continentale infra-cénomanienne. Les ensembles stratigraphiques, désignés le long de la colonne d'Ou.101, sont ceux qui font l'objet des cartes en isopaques des figures XVII.2, 3 et 4.

Source : MNHN, Paris

6) LE LIAS-DOGGER INFERIEUR DISCORDANT SUR LE PALEOZOIQUE

Dans la plus grande partie des territoires étudiés, *le Lias-Dogger inférieur se superpose, en continuité de sédimentation, au "Salifère principal"*. Mais dans une partie du domaine, au Sud-Duest d'El-Golea et d'Hassi-Inifel, la série lagunaire dépassant le domaine d'extension des termes sous-jacents, vient en transgression discordante sur le Paléozoïque. Plus au Sud encore, vers Fort-Mac-Mahon et Hassi-Miribel, le Lagunaire transgressif se réduit à un banc d'anhydrite (*op. cit.*, pl. 22). Il est évident que les corrélations sont malaisées entre le centre du bassin et ces séries en voie de biseautage : il est donc difficile de rapprocher ce Lagunaire de telle ou telle partie du Lias-Dogger inférieur – à l'extrême même son rapprochement avec le Lias-Dogger inférieur du Nord peut être incertain. On peut néanmoins déduire des faits exposés ci-dessus, avec une certaine probabilité, les gains du domaine sédimentaire à cette période sur la plateforme saharienne.

E) CONCLUSIDNS

Malgré l'extrême rareté des faunes, le Lias-Dogger inférieur est désormais connu sur une partie importante de la plateforme saharienne. La variété des faciès observés est très grande ; puisque ceux-ci vont de séries carbonatées presque pures à des séries argileuses pratiquement homogènes ou encore, ailleurs, à des formations essentiellement anhydritiques ou salifères. Et la diversité de ces faciès sur une telle superficie est d'un intérêt paléogéographique et sédimentaire certain (G. Busson, 1968 b). Il est frappant par ailleurs de constater que les éléments clastiques sont d'une extrême rareté, jusque sur les marges du bassin : c'est réellement là une des caractéristiques fondamentales du Lias-Dogger inférieur de la plateforme saharienne et de l'Afrique du Nord-Duest en général.

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERIENS ET TUNISIENS

Filaments. Foraminifères. Arénacés. Lituolidés, *Ammobaculites*. Textularidés. Valvulinidés. Endothyridés. Ophtalmidilidés. Miliolés. Lagénidés. Lenticulines. *Robulus*. Globigérines. Spicules d'éponges. Polypiers. Spongiomorphes. Débris d'Echinodermes. Entroques. Crinoïdes. Radioles d'Oursins. Débris de Bryozoaires. Débris de Brachiopodes. Rhynchonelles. Térébratules. *Terebratula punctata var. oolithica*. *Terebratula (Wattonithris) sp.*. Zeilléries. *Aulacothyris. Aulacothyris rectifrons*. Tubes de vers. Serpules. Ostracodes. Débris de Lamellibranches. Aviculés. Exogyres. Débris de Gastéropodes. Algues filamenteuses. *Cayeuxia liasica*. Algues codiacées. Dasycladacées. Solénoporacées. Oogones de Characées.

2) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN

Pteroperna cf. costatula (Deslongchamps). *Protocardia cf. lycetti* Rollier. *Corbula sp.*. *Eocallista* (?) *sp.*

II. BATHONIEN

A) INTRODUCTIDN

Avant l'exécution de forages profonds le Bathonien n'a pas été identifié au Sahara algérien : si ce n'est, peut-être, aux affleurements de Chebket-Fendi, 70 km à l'Est-Nord-Est de Colomb-Béchar. Dans le Sud-tunisien, la présence de faune bathonienne a été affirmée de longue date : la quasi-totalité provenait d'un intervalle stratigraphique qui devait en réalité être attribué au Callovien (G. Busson, 1961, 1967 ; voir fig. IV.1). Une partie du Bathonien véritable (calcaires de Krachoua) y était, par contre, le plus souvent confondue avec du Lias. Un historique relativement complet des attributions successives de ces séries du Sud-tunisien, accompagné d'une étude critique systématique, a été fourni par ailleurs (G. Busson, 1965 et surtout 1967).

L'ensemble attribué ici au Bathonien, défini par de rares fossiles, est caractérisé pétrographiquement par trois phénomènes qui l'opposent au Lias-Dogger inférieur : 1) l'extinction progressive de la sédimentation anhydritique ; 2) un développement important des dépôts argileux ; 3) l'apparition des sédiments clastiques. Dans sa partie inférieure, cet ensemble se distingue parfois assez mal du Lias-Dogger inférieur sous-jacent, car il est encore souvent constitué d'anhydrite, de carbonates et d'argiles. Au contraire, la partie supérieure, en général essentiellement formée d'argile, possède une grande individualité sur les logs de sondages et se distingue très bien des unités "résistantes" qui l'encadrent.

Source MNHN, Paris

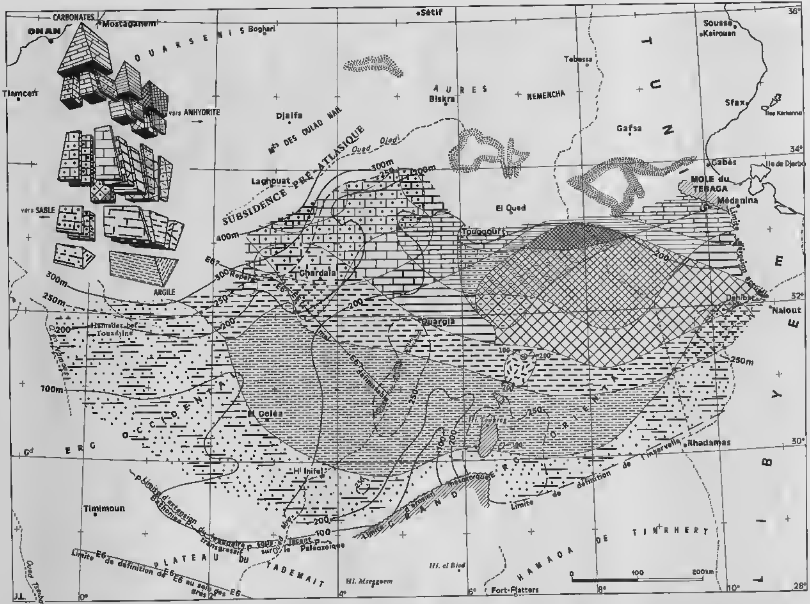


Fig. VIII.7. – Carte du Bathonien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques d'équidistance 50 m et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le tétraèdre du coin supérieur gauche. Pour l'élaboration de la carte de faciès et du tétraèdre qui lui sert de légende, se reporter aux figures V.13 à V.17.

Source : MNHN, Paris

LIMITES. La limite inférieure est constituée par le repère J (J 1 dans la Province septentrionale) qui a été défini ci-dessus. Je rappellerai seulement que sous ce repère J peuvent déjà exister des couches d'âge bathonien. La limite supérieure (ou repère E 6) se définit *dans la plus grande partie du domaine* comme le contact entre les argiles, conductrices, du Bathonien – dessous – et des bancs carbonatés, résistants, dessus. Ces bancs carbonatés représenteraient le Callovien. En fait, les premiers fossiles calloviens proviennent en général d'un niveau légèrement plus élevé que ce passage lithologique : aussi n'est-il pas impossible que les premiers mètres de calcaire soient encore d'âge bathonien. Ainsi est fixée l'imprécision qui s'attache à l'emploi du terme bathonien pour l'ensemble tel que je l'ai défini. *Dans les provinces méridionales*, cette imprécision tend à s'aggraver ; car le contact supérieur ne se fait plus entre des argiles bathoniennes et des calcaires calloviens sus-jacents, mais entre des argiles et des grès qui les surmontent. Le contact a grossièrement la même allure sur les courbes de résistivité, avec un contraste toujours très net entre les argiles conductrices et les calcaires ou les grès, résistants ; mais il est évident que le synchronisme du dépôt des calcaires et des grès est rien moins qu'assuré.

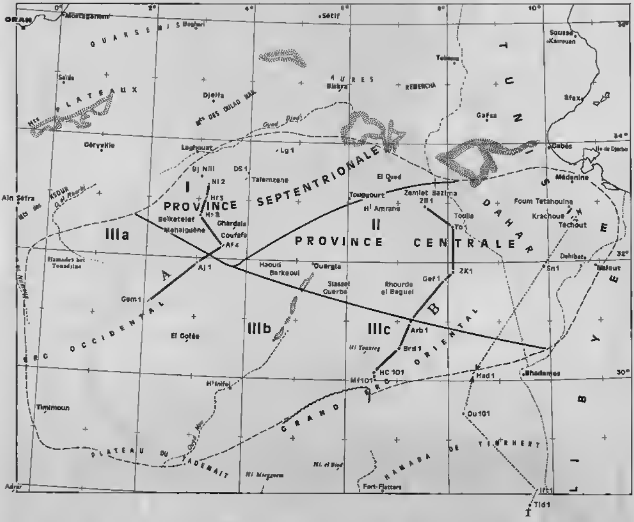


Fig. VIII.8. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées au cours de l'étude du Bathonien, avec les principaux noms de lieux mentionnés dans le texte et la situation des coupes ci-jointes (fig. VIII.9). Les désignations des provinces et sous-provinces correspondent aux paragraphes du texte : I : Province septentionale ; II : Province centrale ; III : Province méridionale et occidentale, etc.
En tireté fin, implantation des coupes du Mésozoïque d'Had.1 au Sud-tunisien (fig. VIII.5) et d'Had.1 au Tinrhert (fig. VIII.6).

Source : MNHN, Paris

B) AGE DE LA SERIE

Une partie des données provient du Sud-tunisien (fig. VIII.5 et VIII.8) : quelques fossiles en provenance des calcaires de Krachoua (nom local de la Série inférieure du Bathonien) m'ont permis d'avancer un âge bathonien (G. Busson, 1961) pour cette formation jusqu'alors très généralement considérée comme liasique. D'autre part la Série supérieure, appelée dans le Sud-tunisien "argiles et grés de Techout", est surmontée par des calcaires datés du Callovien grâce á une faune abondante, comprenant en particulier des *Erymnoceras*. Je rappelle qu'á l'autre extrémité du domaine, dans les sondages de Bordj-Nili, une faune de Lamellibranches et de Brachiopodes établirait l'âge bathonien inférieur (ou passage bajo-bathonien) du banc J 1, terme de base de cette série.

C) REPARTITION DES EPAISSEURS (fig. VIII.7)

La partie nord-ouest de la plateforme saharienne – oú les sondages profonds ont approché des confins atlasiques – offre les valeurs les plus variées. Celles-ci s'ordonnent néanmoins suivant deux traits principaux : une augmentation assez rapide vers le Nord et le Nord-Ouest localise dans ces directions la zone de *subsidence pré-atlasique*. Au contraire, une zone orientée Sud-Ouest-Nord-Est s'étend depuis le Sud du Mzab jusqu'á la région de Mrhaïer, et les épaisseurs y sont minimales. De ce fait, cette zone joue le rôle de seuil entre la fosse de subsidence pré-atlasique et la plateforme saharienne proprement dite : c'est le *seuil nord-saharien*. Ce seuil semble constituer le prolongement d'une zone particuliérement résistante á la subsidence, pendant tout le Mésozoïque : *le craton du Grand Erg occidental*. Par ailleurs, toute une immense région, qui s'étend du haut cours de l'Oued-Mya jusqu'au Dahar tunisien, est caractérisée par des épaisseurs d'une constance extraordinaire : les variations de part et d'autre de l'épaisseur moyenne (220 m) sont inférieures á 5 %. Une telle observation témoigne d'une subsidence extrêmement homogène dans un domaine de plus de 700 km de l'Est á l'Ouest et de plus de 300 du Nord au Sud. Enfin dans les provinces méridionales, la répartition des épaisseurs ne peut se prêter á des considérations sur la subsidence ; car il n'y a plus lá que la cartographie d'un faciès aux limites changeantes.

D) DESCRIPTIONS REGIONALES DES FACIES

Trois grandes provinces sont distinguées dans l'étude du Bathonien, par la nature même des faciès de cet étage. Leurs limites précises sont cartographiées sur la fig. VIII.8 ; tandis que l'évolution du faciés est exprimée sur la fig. VIII.7.

1. PROVINCE SEPTENTRIONALE (fig. VIII.9, coupe B, de N1.2 à Af.4)

L'ensemble attribué au Bathonien présente, dans ce que j'appelle la Province septentrionale, une grande diversité lithologique ; malgré celle-ci deux caractéristiques marquent nettement cette province : 1) absence (ou quasi-absence) de l'anhydrite – caractère qui l'oppose á la "Province centrale" – ; 2) présence d'une quantité minimale de carbonates, de l'ordre de 15 % du total, – caractère qui l'oppose aux "Provinces méridionale et occidentale". Pour la commodité de l'exposé, on peut distinguer, dans cette Province septentrionale, une partie orientale et une partie occidentale.

a) Dans la PARTIE ORIENTALE, l'évolution des faciès se fait entre deux "pôles" extrêmes. 1) La région la plus septentrionale, celle de Lg.1, correspond á une série *argilo-gréso-carbonatée* ; aux argiles particuliérement importantes s'ajoutent des grès fins et des pélites et, enfin, des carbonates – calcaires surtout – en quantité minimale pour la région, mais intéressants pour la faune marine qu'ils ont livrée (Lenticulines, débris d'Echinodermes, de Polypiers) ; 2) la région de Touggourt tout á fait au Sud-Est représente, au contraire, le pôle *carbonaté* : prédominance absolue des calcaires dolomitiques et dolomies, organogènes (Mollusques, Bryozoaires, Echinodermes, Spicules, Foraminifères et Algues), á peine intercalés de marnes et de minces lits d'anhydrite. Entre ces extrêmes se note une évolution continue, avec une augmentation progressive des carbonates au détriment des argiles et des éléments détritiques, successivement á Pa.1 et Ph.1 puis á Pg.1 et Ald.1 (coord. S9).

Source : MNHN, Paris

b) Dans la PARTIE OCCIDENTALE, les deux "pôles" extrêmes sont différents : *argilo-calcaire dans le Nord* ; *argilo-gréseux dans le Sud* (fig. VIII.9, B). Cette évolution atteint les deux ensembles successifs qui se définissent dans tout ce domaine. *L'unité inférieure*, résistante, est épaisse, calcaire, ou plus rarement dolomitique dans le Nord (Bordj-Nili, Tilrempt, Hassi-R'mel-Nord : NI.2, HR.3, sur la fig. VIII.9) : la fréquence des passées oolithiques, la présence de niveaux à débris roulés *(intraclasts)*, la faune abondante (Foraminifères, Ostracodes marins, débris d'Echinodermes, de Brachiopodes) amènent à supposer un milieu marin, peu profond et agité. Plus au Sud (Sud d'Hassi-R'mel : HR.8 et Af.4, voir fig. VIII.9), les intercalations argileuses deviennent relativement plus nombreuses. Enfin, tout à fait au Sud, dans la région de Belketaïeff-Mehaiguène, les carbonates ont encore diminué au profit des argiles et les bancs résiduels sont plus souvent des dolomies que des calcaires. En outre, quelques passées anhydritiques évoquent timidement les conditions qui règnent dans la Province centrale, voisine. *L'unité supérieure*, plus conductrice et argileuse et secondairement gréseuse, s'intercale dans le Nord de nombreuses passées de calcaires marins á Foraminifères, Echinodermes. Dans le Sud au contraire (Belketaïeff, Aïn-Goufafa), il ne subsiste que quelques bancs dolomitiques au sein d'une série argilo-gréseuse.

Quant á la région centrale – Daïet Settal (DS.1), Talemzane, Guerrara – elle représente un DOMAINE INTERMEDIAIRE : les coupes offrent évidemment les analogies les plus grandes avec le "pôle" le plus proche parmi ceux décrits ci-dessus.

Ainsi la Province septentrionale apparaît comme un domaine d'une variété remarquable qui témoigne d'environnements paléogéographiques différents : influences mésogéennes prédominantes dans l'extrême - Nord – ce qui n'exclut pas la présence d'apports détritiques, tant argileux que gréseux, non négligeables – ; carbonates quasi exclusifs dans le Sud-Est aux confins de la Province centrale, domaine d'élection d'une sédimentation "marine confinée" ; enfin apports argileux et gréseux dans le Sud-Ouest, dans la direction habituelle d'alimentation détritique. L'existence d'une zone gréseuse qui prend en écharpe cette Province septentrionale, est un caractère important : elle suggère la probabilité d'apports détritiques d'origine septentrionale, assez inhabituels dans le Mésozoïque saharien.

2. PROVINCE CENTRALE y compris le Sud-tunisien (fig. VIII.9 A).

Elle est caractérisée par la présence très constante d'anhydrite, au moins dans la partie inférieure du "Bathonien". Cet étage s'y divise naturellement en deux unités successives.

A) LES DEUX SERIES SUCCESSIVES

1) La SERIE INFERIEURE. Elle apparaît remarquablement *résistante* sur les courbes de carottage électrique et latérolog : elle est constituée de carbonates, d'anhydrite, d'argiles et – tout á fait secondairement – de pélites et de grès. Les *calcaires de Krachoua* dans le Sud-tunisien (1967) en constituent un exemple excellent. Ce type de sédimentation prolonge et termine l'importante période de sédimentation lagunaire qui s'est installée sur une grande partie de la plateforme saharienne pendant le Salifère principal et le Lias-Dogger inférieur. L'*anhydrite* apparaît en quantité notable dans la région d'Hassi-Amrane et prend son importance maximale sur les confins tunisiens (Zemlet-Bazima : ZB.1 ; Touila : To. 1, voir Fig. VIII.9A). Vers le Sud, elle s'amenuise progressivement pour disparaître á la limite de la Province méridionale. Les *carbonates* peuvent présenter des textures oolithiques et pseudo-oolithiques. Ils régressent très nettement, dans la Province centrale, du Sud vers le Nord. Les *argiles* au contraire, augmentent d'importance vers le Sud. Quant aux pélites et aux grés, ils n'apparaissent que sporadiquement, dans la région de Rhourde-el-Baguel et dans certains forages du Grand Erg oriental. La *faune* présente parfois une certaine abondance, surtout dans le Nord : Lamellibranches, Gastropodes, Crinoïdes, Echinides, Foraminifères (Lituolidés, Textularidés, Miliolidés), Ostracodes. Dans une description relativement plus détaillée du Sud-tunisien (1967), j'ai signalé la présence aux affleurements de : *Isognomon (Mytiloperna) krachouaensis* Freneix, *Nanogyra nana* (Sowerby), *Modiolus imbricatus* (Sowerby), *Myophorella (Orthotrigonia) aff. bergeroni* (Bigot), *Botriopneustes cf. galhausseni* Lambert, *Dysaster* sp.

2) La SERIE SUPERIEURE. Elle se différencie en général de la précédente par son caractère nettement conducteur sur diagraphies électriques ; caractère dû à la prédominance de l'argile, à l'exception de la partie la plus septentrionale de cette Province centrale, où les carbonates sont encore très importants. A côté des argiles et des marnes, les carbonates sont pratiquement toujours représentés, quoiqu'ils s'amenuisent beaucoup vers le Sud. Calcaires et marnes ont encore livré une faune marine (Echinodermes, Ostréidés et Mytilidés, Brachiopodes, Ostracodes), aussi bien dans le Nord du bassin algérien que sur les affleurements du Sud-tunisien (argiles et grès de Téchout). Ces affleurements m'ont fourni plusieurs espèces : *Isognomon (Mytiloperna)*

Source : MNHN, Paris

nytiliformis (Schlippe), *Liostrea hebridica* (Forbes), *Modiolus imbricatus* (Sowerby), *Trigonia (Trigonia) laffittei* Freneix, *Protocardia lehmani* Freneix, *Eomodion algeriensis* Chavan *djeffarae* Freneix, *Rhynchonella* cf. *lotharingica* Haas, écailles de poissons (*Lepidotus*), dent de *Strophodus* cf. *tenuis*, *Paradoxopteris stromeri* Hirmer (= *Weichselia reticulata* Stokes et Webb), *Brachioxylon (Telephragmoxylon) brachyphylloides* (Torrey) Kraüsel. Les grès en général fins ou très fins prennent également une certaine importance. Il s'y ajoute un certain nombre d'éléments d'exportation continentale : lignite et autres charbons, débris végétaux, fer d'origine vraisemblablement continentale, etc.. La série à caractère mixte – continentale et marine – décrite dans le Sud-tunisien (G. Busson, 1967) et qualifiée de *deltaïque*, semble avoir recouvert l'ensemble de la Province centrale, c'est-à-dire une partie appréciable de la plateforme saharienne.

La LIMITE ENTRE LES DEUX SERIES ainsi définies ne correspond pas rigoureusement à une surface chronologique. La disparition de l'anhydrite qui marque ce passage Série inférieure/Série supérieure ne paraît synchrone que dans une partie – d'ailleurs importante – de la Province centrale. Dans toute la partie sud du domaine, au contraire, aussi bien à Haoud-Berkaoui, Slassel-Guerba, Rhourde-el-Baguel, que dans le Grand Erg oriental et surtout dans le Sud du Sahara tunisien (Mg.1 – coord. X7 –, Te.1 – coord. X6 –), le toit de l'anhydrite – et de la Série inférieure, résistante – *descend* visiblement dans la série.

B) OBSERVATIONS SUR LES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN ; COMPARAISON AVEC LA TRIPOLITAINE

Dans la description donnée précédemment du Sud-tunisien (1967), j'ai évoqué l'évolution remarquable de cette série bathonienne *au Nord de la basse vallée de l'Oued-Tatahouine*, entre le Djebel Zebassa et le Tebaga de Médenine : cette évolution est caractérisée par la généralisation des faciès carbonatés – aux dépens de l'anhydrite, des argiles et même des grès – et, par un amincissement très important, allant jusqu'au biseautage total. En fait ce biseautage est en partie imputable à une érosion d'âge mésozoïque (anté-aptienne) qui empêche de reconstituer le détail de l'évolution des épaisseurs et des faciès à proximité du Tebaga de Médenine et sur ce massif. La comparaison des coupes sériées que j'ai apportée (1967, p. 68 en particulier) établit localement une très légère transgressivité des niveaux successifs par rapport aux niveaux plus anciens, sur les grès du Trias inférieur discordants et arasés : il ne s'agit pas spécialement d'une discordance bathonienne, mais d'une transgression d'étalement progressif (1961) dans laquelle se trouvent impliqués les terrains allant du Trias supérieur au Jurassique supérieur.

Par ailleurs, en ce qui concerne les séries homologues de **Tripolitaine** (Djeffara et falaise du Djebel-Nefousa) dont les attributions ont varié considérablement (exposé synoptique *in* 1967, tableau IV, voir fig. IV.7), je rappelle que les calcaires de Tocbal et les argiles de Giosc – au sens de P. Magnier, 1963 – correspondent exactement aux calcaires de Krachoua et argiles et grès de Techout, dont ils sont le prolongement. Ces unités – les calcaires de Tocbal au moins – ont d'ailleurs livré une faune bathonienne. Il importe de ne pas confondre ces calcaires de Tocbal avec les calcaires de Seecsciuch, formation sus-jacente, d'âge jurassique supérieur. Quant au passage latéral de ces calcaires de Tocbal aux gypses de Gorof découverts par A. Desio *et al.* (1963), il s'agit en réalité d'une interprétation erronée des faits, reposant sur une étude cartographique insuffisamment complète (1967, p. 151, 152) : les calcaires de Tocbal surmontent normalement les gypses de Gorof, jusqu'à ce que l'érosion crétacée les ait fait disparaître.

L'EVOLUTION GLOBALE DES FACIES du Bathonien est particulièrement intéressante dans la Province centrale (voir fig. V.13 et VIII.7). On y constatera son extrême régularité : maximum des "chimiques" et constituants organiques dans le Nord ; puis décroissance, très progressive, très régulière, de ces constituants au profit des éléments "détritiques" (argiles et grès). A cette évolution des "chimiques" par rapport aux détritiques, s'ajoute une double évolution du rapport carbonate/anhydrite et du rapport argile/grès. Le premier de ces rapports établit avec beaucoup de netteté l'existence préférentielle d'une sédimentation confinée, fréquemment anhydritique dans une grande partie de cette Province centrale ; tandis que les carbonates augmentent – aux dépens de l'anhydrite – tant vers le Nord-Ouest que vers le Nord-Est, directions probables de la mer ouverte. Quant au rapport argile/grès, il permet de constater l'absence complète d'éléments détritiques au cœur de cette province "confinée" et par contre leur apparition, en abondance, sur les abords du craton libyen.

3. PROVINCES MERIDIONALE ET OCCIDENTALE

Elles sont caractérisées du point de vue des faciès par l'absence simultanée d'anhydrite et de carbonates : le Bathonien consiste ici en couches argileuses ou argilo-gréseuses.

a) Dans la PARTIE OCCIDENTALE (Erg-el-Anngueur, Grand Erg occidental, voir Fig. VIII.9B), on retrouve la superposition des deux unités, observées dans la région voisine de Belketaïef-Mehaiguène

Source : MNHN, Paris

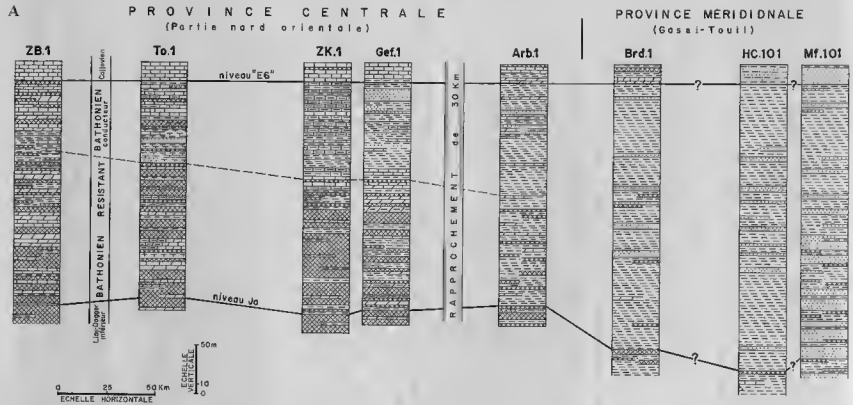


Fig. VIII.9. – Coupes du Bathonien d'après des sondages implantés sur la fig. VIII.8. La coupe A s'étend des confins tunisiens (à proximité de la limite de la Province septentrionale) jusque dans le Gassi-Touil ; la coupe B depuis la Province septentrionale (partie occidentale) jusque dans la Province occidentale, à la limite de définition du Bathonien sur le craton du Grand Erg occidental.
N.B. : Sur la coupe B, la distance entre NI.2 et Hr.3 est le double de ce qu'elle devrait être avec l'échelle horizontale adoptée.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

(Sud-Ouest de la Province septentrionale). 1) l'unité inférieure est ici franchement argileuse : elle consiste donc en un intervalle conducteur, tout en représentant l'homologue des couches carbonatées-anhydritiques, résistantes, de la Province centrale ; 2) l'unité supérieure est devenue ici sableuse et gréseuse : d'où un intervalle résistant, homologue de la série argileuse, conductrice, de la Province centrale.

b) Dans la PARTIE CENTRALE (Sud du Mzab, Tademaït), le "Bathonien" est essentiellement constitué d'argiles, à l'exclusion de sables et de grès en quantité importante, même dans l'extrême-Sud, quand cet étage vient en transgression discordante sur le Paléozoïque. Dans les régions voisines d'El-Gassi et dans le bassin du haut Oued-Mya, les argiles contiennent un peu plus d'éléments clastiques : mais ceux-ci ne deviennent pas notablement plus abondants vers le Sud.

c) Dans l'EST (Gassi-Touil principalement : voir Fig. VIII.9A), on constate au contraire une augmentation très sensible des éléments clastiques grossiers, aux dépens des argiles, du Nord vers le Sud.

E) CONCLUSIONS

Le Bathonien a été reconnu et identifié dans un immense domaine couvrant plus de 1 000 km de l'Est à l'Ouest, et plus de 600 km du Nord au Sud. Et sur la quasi-totalité de cette aire, il repose en parfaite continuité de sédimentation sur les couches du Lias-Dogger inférieur (1). *Trois phénomènes*, je le rappelle, *caractérisent la sédimentation du Bathonien saharien* par rapport aux formations encaissantes : 1) l'extinction progressive de la sédimentation anhydritique ; 2) l'importance des dépôts argileux ; 3) la réapparition des sédiments clastiques – complètement disparus dans la plupart des régions sahariennes depuis le Trias supérieur –. Mais ces phénomènes se sont exprimés de façon variée dans les différentes régions naturelles : d'où une réelle diversité des couches de cet étage. Le "pôle" des carbonates est dans le Nord et le Nord-Ouest, celui des évaporites dans le Nord-Est, celui des argiles dans une bande centrale méridienne, les grès ne sont représentés que dans l'extrême-Sud et localement dans le Nord-Ouest. Bien des traits dans cette répartition évoquent celle du Lias-Dogger inférieur ou d'autres époques plus récentes du Mésozoïque. Cette permanence relative de la nature des dépôts dans les différentes provinces, malgré les changements plus ou moins grandioses qui se sont imposés à l'ensemble de la sédimentation saharienne, est un phénomène important et qui témoigne d'une certaine permanence du contexte paléogéographique et des caractères structuraux locaux.

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERIENS ET TUNISIENS

Arénacés. Trocholines. Trocholines allongées. *Ammobaculites*. Textulariidés. Lituolidés. Ophtalmidiidés. Miliolidés. Lagénidés. Lenticulines. Nautiloculines. Spicules d'éponges. Débris de Polypiers. Spongiomorphes. Echinodermes. Crinoïdes. Radioles d'oursins. Entroques. Bryozoaires. Brachiopodes. Rhynchonelles. Ostracodes marins. Aparchitocythere, *Schuleridea*, *Cytheridella* "Ga 1760", *Cytheridella* "Ga 2160", *Procytheridea* "Be 1264", *Procytheridea* "Be 1382" *Procytheridea* aff. *gubleren*. *Cytherella* "Ga 2060", Lamellibranches. Mytilidés. Isognomons. Fragments d'huîtres. Ostréidés. Trigonies. Débris de Gastéropodes. Algues filamenteuses. Algues siphonées. Dasycladacées. Solénoporacées. Characées.

2) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN (G. Busson, 1967 : sont marquées d'un astérisque les espèces nouvelles découvertes lors de la préparation de ce travail).

Isognomon (Mytiloperna) mytiliformis (Schlippe). *Isognomon (Mytiloperna) krachouaensis* Freneix *. *Liostrea hebridica* (Forbes). *Nanogyra nana* (Sowerby). *Modiolus imbricatus* (Sowerby). *Trigonia (Trigonia) laffitei* Freneix *. *Myophorella (Orthotrigonia)* aff. *bergeroni* (Bigot). *Protocardia lehmani* Freneix *. *Eomodion algeriensis* Chavan *dieffarae* Freneix *. *Rhynchonella* cf. *lotharingica* Haas. *Botriopneustes* cf. *galhauseni* Lambert *Dysaster* sp., Ecailles de Poissons *(Lepidotus)*. Dent de *Strophodus* cf. *tenuis*. *Paradoxopteris stromeri* Hirmer (= *Weichselica reticulata* Stokes et Webb). *Brachioxylon (Telephragmoxylon) brachyphylloides* (Torrey) Kräusel.

(1) C'est seulement sous une partie du Tademaït que les couches bathoniennes dépassant, semble-t-il, l'extension du Lias-Dogger inférieur sous-jacent, sont venues en transgression discordante directe sur le substratum paléozoïque. Ces conclusions ont un caractère hypothétique, car les corrélations, menées dans ces régions de biseau, sont tout à fait incertaines.

Source : MNHN, Paris

III. CALLOVIEN – OXFORDIEN – KIMMERIDGIEN

A) INTRODUCTION ; LES LIMITES (fig. VIII.10)

Sur une grande partie de la plateforme saharienne, aux argiles bathoniennes succède une sédimentation calcaire ou au moins partiellement calcaire. Son apparition coïnciderait approximativement avec le début du Callovien ; tandis que la persistance de cette sédimentation calcaire dans le temps est très variable suivant les points considérés.

C'est dans la PROVINCE CENTRALE que l'intervalle décrit sous le nom de Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* s'individualise parfaitement et en conservant des limites à peu près synchrones ; il correspond *grosso modo* à l'intervalle qualifié de "Malm" sur la plupart des logs. De l'Ouest à l'Est, d'Ouargla à Foum-Tatahouine, et, du Nord au Sud, de Gueddich (Gd. 1 bis) au Gassi-Touil, l'apparition des bancs calcaires ou dolomitiques dans la série est un phénomène remarquable et très régulier. En outre, grâce à ces bancs carbonatés, l'individualité de l'intervalle est très nette sur diagraphies : faciès résistant en particulier entre les argiles bathoniennes dessous et les faciès argilo-gréseux du Jurassique supérieur - Néocomien, dessus.

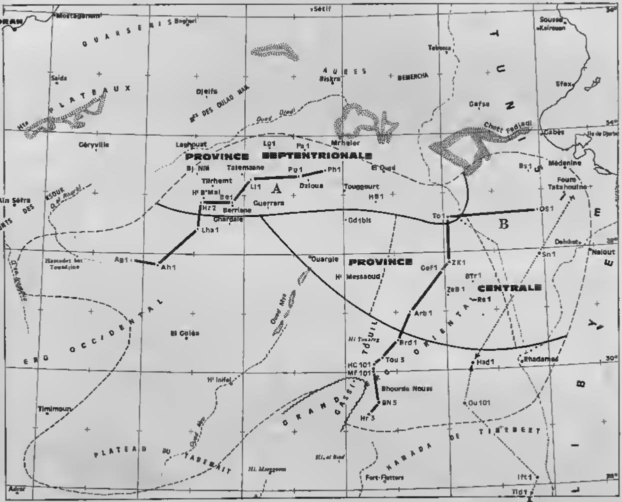


Fig. VIII.10. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées au cours de l'étude du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien avec les principaux noms de lieux mentionnés dans le texte et, en trait fort, situation des coupes du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien ci-jointes (fig. VIII.12) ; en tireté fin, implantation des coupes du Mésozoïque (infra-Crétacé supérieur) d'Had.1 au Sud-tunisien (fig. VIII.5) et d'Had.1 au Tinrhert (fig. VIII.6).

Source MNHN, Paris

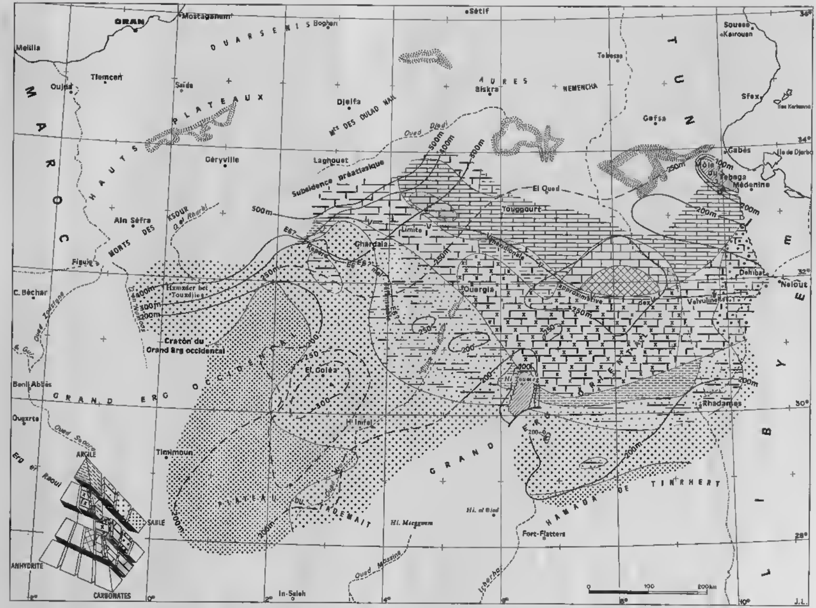


Fig. VIII.11. – Carte du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques d'équidistance 100 m (courbe intercalaire 50 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le tétraèdre du coin inférieur gauche.

Source : MNHN, Paris

A tel point que cette intercalation peut être considérée comme un des meilleurs repères de la série mésozoïque. Enfin ce Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* affleure dans d'excellentes conditions dans la région de Foum-Tatahouine : l'étude à la fois cartographique et stratigraphique que j'ai menée récemment (G. Busson, 1967) sur ces affleurements m'a permis de dater du Callovien *p.p. max.* et de l'Oxfordien *p.p. min.* la série fossilifère qui correspond à la plus grande partie de l'intervalle carbonaté qui s'individualise en sondages : il est possible que les derniers mètres de carbonates, azoïques ou peu fossilifères à l'affleurement représentent déjà du Kimméridgien.

Dans la PROVINCE SEPTENTRIONALE, l'intervalle homologue ne se définit pas aussi aisément. Car les influences mésogéennes qui se sont exercées ici avec plus de constance, ont permis l'installation de passées carbonatées dans l'ensemble des séries jurassique et crétacée. Toutefois, les corrélations qui ont pu être faites, amènent à rapprocher de la série carbonatée de la Province centrale l'intervalle compris entre les repères E 6 et E 8 de la Province septentrionale : intervalle E 6-E 8 qui est d'ailleurs un des plus riches en faune marine de ce Sahara septentrional.

Quant aux PROVINCES OCCIDENTALE ET MERIDIONALE, les passées carbonatées s'y biseautent progressivement puis complètement et l'équivalent du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* se situerait au sein d'une succession argilo-gréseuse assez monotone.

B) PROVINCE SEPTENTRIONALE (fig. VIII.12A)

Je rappelle que l'équivalent de la zone carbonatée de la Province centrale est représenté ici par l'intervalle compris entre les repères E 6, à la base, et E 8 au sommet. E 6 a été défini ci-dessus, E 8 correspond au toit d'une importante passée résistante, carbonatée en général, parfois anhydritique. En outre un banc résistant, dit E 7, est présent avec beaucoup de constance dans cette série. Pour cette rapide description régionale, j'évoquerai d'abord la partie inférieure (E 6-E 7 ou Callovien *p.p. max*) pour l'ensemble de la province septentrionale, puis la partie supérieure (E 7-E 8 ou Oxfordien – Kimméridgien *p.p. max.*).

1) INTERVALLE E 6 – E 7 (Callovien *p.p. max.* – *op. cit.*, pl. 26)

L'âge de la série. – Quelques renseignements ont été apportés par les forages septentrionaux : la présence de *Meyendorfina bathonica* Bizon-Auvouze, dans la coupe d'Hn.1 par exemple (forage situé à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de Touggourt) et la persistance de certains Ostracodes (Otocythère Be 1264) suggèrent localement que le contact Bathonien-Callovien se situerait au sein de cette série et non point à sa base (1). Au contraire dans la partie supérieure, les Trocholines allongées, relativement abondantes, évoquent bien le Callovien (F. Coumes et A. Lhomer 1962).

Les **épaisseurs** (*op. cit.*, pl. 26) de cette série, observées dans les différents forages, s'ordonnent remarquablement. Les valeurs les plus fortes, de l'ordre de 300 m, sont cantonnées au Nord et au Nord-Ouest, parallèlement à la fosse atlasique. La réduction se fait régulièrement vers le Sud et le Sud-Est, pour atteindre des épaisseurs d'une centaine de mètres dans les régions de Ghardaïa, Guerrara, Touggourt. Plus au Sud, dans la Province centrale, l'épaisseur du même intervalle est de l'ordre de 80 m, sauf dans l'Est où se note un léger épaississement.

La **répartition des faciès** (*op. cit.* pl. 26) obéit également à une certaine logique. A l'extrême-Est, sur les confins tunisiens, la série d'Hassi-Touila (To.1 : cf. fig. VIII.12B) est quasi entièrement faite de carbonates (calcaires crayeux et dolomitiques) avec quelques passées d'anhydrite. Vers l'Ouest l'anhydrite disparaît ; mais jusque vers Touggourt les carbonates restent largement dominants. Au-delà de Touggourt, vers le Nord-Ouest en particulier, les carbonates régressent rapidement au profit des argiles et des grès : c'est ainsi qu'à Lg.1 – forage situé entre Mrhaïer et Laghouat – argiles et grès forment près de 90 % de l'intervalle. Par ailleurs tout un secteur, d'orientation est-ouest, s'étend de Dzioua à Talemzane, Tilrempt et Bordj-Nili, où les carbonates gardent une importance notable à côté des argiles et des sables. Vers le Sud-Est, les apports détritiques en provenance du craton du Grand Erg occidental ont étouffé de plus en plus tôt l'élaboration carbonatée : plus

(1) Une légère différence d'attribution stratigraphique se constate donc entre le Sud-tunisien et le Sahara algérien septentrional. En l'absence de fossiles plus nombreux et plus caractéristiques, il est impossible de savoir si cette différence prend sa source dans une légère erreur, dans l'un ou l'autre domaine, ou bien dans un léger manque de synchronisme de l'horizon-repère E 6.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

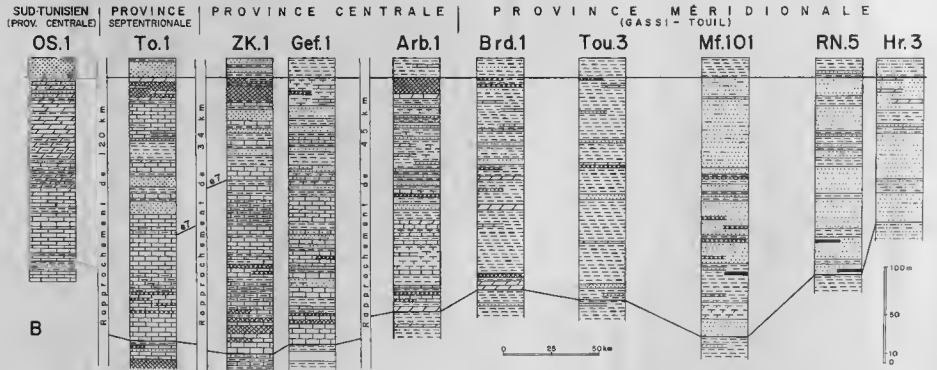


Fig. VIII,12. – Coupes du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien : d'après des sondages implantés sur la fig. VIII,10. La coupe A s'étend du Nord de la Province septentrionale jusqu'au Grand Erg occidental ; la coupe B depuis le Sud-tunisien et les confins algériens (To.1), jusqu'au Sud du Gassi-Touil à proximité du Tinrhert, où l'intervalle n'est plus définissable qu'approximativement.

Source : MNHN, Paris

les séries considérées ont une situation méridionale, plus les faciès sableux succèdent rapidement aux faciès carbonatés qui finissent par être relégués à l'extrême base de l'intervalle.

A ces considérations basées sur une lithologie très grossière, doivent s'ajouter celles provenant de la faune. Les organismes marins (Echinodermes, Brachiopodes, Mollusques, Polypiers, Foraminifères) sont abondants dans la plupart des niveaux des forages septentrionaux, même ceux tels que Lg.1 où argiles et grès envahissent passablement l'intervalle. Vers le Sud et l'Ouest au contraire, même quand les carbonates restent abondants (Guerrara), les organismes marins tendent à disparaître ou à se cantonner également à la base de l'intervalle. Dans l'extrême-Sud-Ouest enfin (Hassi-R'mel Sud), la faune marine disparaît complètement.

En conclusion, cet intervalle E 6-E 7 (Callovien *p.p. max.*) correspond à une accentuation remarquable du caractère marin des dépôts. Si l'on considère globalement les faciès de l'intervalle, il faut remarquer l'absence complète de coïncidence entre les directions des lignes isopaques (Sud-Ouest – Nord-Est) et celles des lignes d'isofaciès (Est-Ouest ou Nord-Ouest – Sud-Est). En particulier, on ne décèle aucun lien, à ce niveau, entre le pôle carbonaté et une zone résistante ou de moindre subsidence, selon un schéma par ailleurs tout à fait classique. En outre l'existence d'apports détritiques de provenance septentrionale constitue un phénomène important du point de vue paléogéographique.

2) INTERVALLE E 7 – E 8 (Oxfordien -Kimméridgien *p.p. max.* – *op. cit.*, pl. 27).

Le repère E 8 se situe au toit d'un ensemble résistant, carbonaté le plus souvent, anhydritique parfois, d'extension très générale. Toutefois, dans les forages les plus septentrionaux, cet horizon devient plus difficile à définir – du fait d'un envahissement généralisé par les calcaires –. En outre et surtout, l'on constate qu'il se situe au sein d'une série dite "à Valvulinelles". Il ne correspond nullement à une limite d'étages ou à une autre limite de la nomenclature stratigraphique universelle ; en particulier, il ne correspond pas à la limite jurassique-crétacée.

Les Valvulinelles, puis les *Pseudocyclammina jaccardi* Schrodt qui ont été identifiées dans de nombreux sondages, établissent l'*âge oxfordien-kimméridgien* de cette unité.

La répartition des épaisseurs rappelle celle de l'intervalle précédent. Les valeurs maximales – légèrement supérieures à 300 m à Bordj-Nili et Lg.1 – se trouvent encore alignées le long de la fosse atlasique, parallèlement à celle-ci. Une réduction importante et rapide intervient en direction du Sud-Est : il reste moins de 200 m à Berriane. Puis les valeurs s'homogénéisent, au voisinage de 150 m, sur l'ensemble d'un domaine s'étendant – au-delà de la seule Province septentrionale – jusqu'à Hassi-Messaoud et aux confins tunisiens.

La répartition des faciès marque certaines différences avec celle de l'intervalle précédent, en dépit d'analogies évidentes. Les carbonates atteignent une abondance maximale dans le Nord-Est, depuis Zemlet-Bazima (ZB.1) – à la latitude de Touggourt et à une quarantaine de kilomètres de la frontière tunisienne – jusqu'à Pa.1 et Pg.1 entre Mrhaïer et Dzioua (fig. VIII.12A) à la partie occidentale de la région des Daïas. Dans cette zone, argiles et grès représentent moins de 50 % du total de l'intervalle. Ailleurs, au contraire, ces constituants l'emportent sur les carbonates : en effet argiles et grès forment en général 50 à 70 %, sauf dans l'extrême-Sud-Ouest (Hassi-R'mel, Berriane) où ce pourcentage peut être supérieur à 70 % et même parfois à 90 %. Par ailleurs, une certaine quantité d'anhydrite apparaît dans une région allant de Dzioua au Sud-tunisien (Hn.2, To.1) et d'autre part dans l'extrême Nord-Ouest (Bordj-Nili-Tilrempt).

Du point de vue de la faune et des faciès, c'est le Centre-Nord (Lg.1, Li.3) qui manifeste les influences marines les plus nettes (Foraminifères, débris roulés, gravelles, oolithes). Dès la région de Bordj-Nili ou le Sud du champ de Talemzane – où subsistent un certain nombre de bancs à Echinodermes, Trocholines, Valvulinelles –, les Ostracodes sont beaucoup plus fréquents et les oogones de Characées présents à plusieurs niveaux. Plus au Sud encore, dans la région de Guerrara, les organismes marins disparaissent ; seuls demeurent Ostracodes et Charophytes. Enfin dans l'extrême Sud-Ouest, en même temps que les grès envahissent l'intervalle repoussant les carbonates et même les argiles, toute faune marine disparaît.

Conclusion – L'indépendance est manifeste, ici encore, entre l'évolution des épaisseurs et celle des faciès. Cette dernière peut se schématiser simplement : décroissance des éléments détritiques du Sud-Ouest au Nord-Est, au départ du Grand Erg occidental ; enrichissement en carbonates vers le Nord et vers l'Est ; enfin apparition de l'anhydrite en direction de l'Est et, tout à fait localement, au Nord-Ouest. La sédimentation a été réglée sur la plateforme saharienne par le jeu antagoniste des apports continentaux et des éléments d'origine marine. L'affrontement des uns et des autres semble parfois se faire dans une partie du périmètre ici considéré.

Enfin, les caractères lithologiques et faunistiques de l'intervalle E 7-E 8 le font apparaître comme un véritable intermédiaire entre les formations marines sous-jacentes et le Jurassique supérieur-Néocomien – souvent argilo-gréseux – sus-jacent.

Source : MNHN, Paris

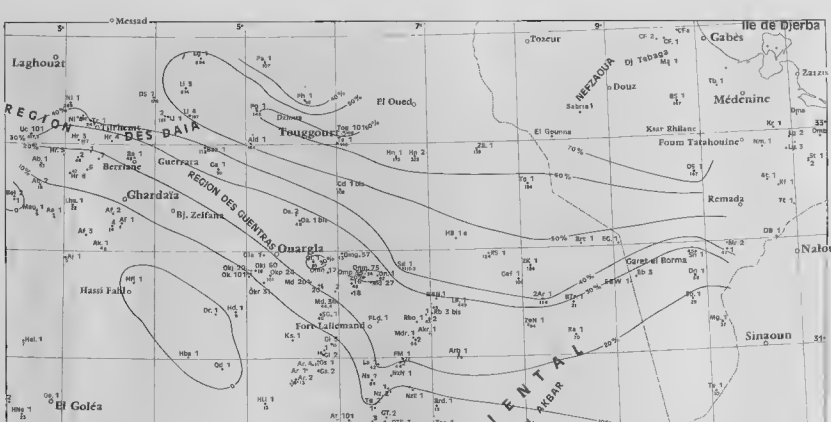


Fig. VIII.13. — Carte en isolithes et en isopourcentages des carbonates du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien au 1/4 000 000. Le classement des isopourcentages est d'une régularité quasi extraordinaire. La répartition des faciès apparaît sous la seule dépendance des *conditions générales*. Les conditions accidentelles locales (apports terrigènes à l'embouchure d'un cours d'eau, développement d'un édifice récifal sur une zone haute) si fréquentes et si importantes dans la nature actuelle, semblent dépourvues de toute existence ici (d'après *op. cit.*, fig. 69).

Source : MNHN, Paris

C) PROVINCE CENTRALE (Fig. VIII.12B)

Le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* prend ici une individualité particulière : des bancs résistants, carbonatés ou parfois anhydritiques, marquent cette série et la distinguent des argiles bathoniennes sous-jacentes ainsi que des séries surtout argilo-gréseuses sus-jacentes attribuées au Jurassique supérieur -Néocomien (Néocomien *auctorum).* Les limites, je le rappelle, sont localisées respectivement au mur d'un banc résistant (E 6) pour la limite inférieure et au toit d'un autre banc résistant (E 8) pour la supérieure. Ces deux limites paraissent relativement synchrones, dans le domaine de la Province centrale du moins.

1) LA REGION D'OUARGLA *s.l.*

La série, épaisse de 215 á 250 m, présente une *succession assez constante* dans un rayon d'une centaine de kilomètres autour d'Ouargla : 1) á la base, unité résistante, constituée de calcaires, marnes et dolomies – ces dernières dans le Sud – et ayant livré des Ostracodes "saumâtres" et des Characées ; 2) unité conductrice, argileuse, avec intercalations carbonatées dans le Nord, passées gréseuses dans le Sud ; 3) banc résistant, carbonaté et secondairement anhydritique, dont la base correspond au repère E 7 de la Province septentrionale ; 4) unité plus conductrice, plus argileuse : marnes et calcaires dans l'Est ; argiles gréseuses dans l'Ouest ; 5) unité résistante où alternent dolomie, anhydrite et argiles et où les carbonates ont livré des débris d'Echinodermes, de Mollusques et des Foraminifères ; 6) enfin l'unité sommitale est en général assez conductrice avec passées résistantes – dont le banc sommital E 8 – : argiles avec calcaires marneux au Nord, argiles anhydritiques au centre, argiles á passées de grès au Sud. Il n'est pas possible d'exposer ici le détail de l'analyse des variations de faciès que permet de reconstituer la grande densité des données de sondages dans cette région (voir *op. cit.*).

2) LE NORD DU GRAND ERG ORIENTAL (coupes de ZK 1, Gef. 1 et Arb. 1 sur la fig. VIII.12B).

Les épaisseurs augmentent légèrement ici, jusqu'á atteindre 285 m. La série peut être découpée en trois ensembles naturels. a) Une unité carbonatée, á la base, est épaisse de 170 m au maximum. Elle s'amincit légèrement et progressivement en direction du Gassi-Touil, c'est-à-dire du Sud-Ouest. Au contraire elle s'amincit brutalement et considérablement en direction du Sud (ZeN.1, BTr.1, Re.1), sous l'effet d'un passage de faciès qui tronque cette unité au profit de la suivante. Lithologiquement, c'est une alternance de calcaires microcristallins, de calcaires crayeux, parfois á débris, localement dolomitiques ; de marnes et d'argiles grises et de quelques bancs de grès fins á très fins ; localement de rares passées d'anhydrite. Toute la série, y compris les calcaires, contient communément pyrite, lignite et débris végétaux. b) Une unité argilo-sableuse, en position médiane, est épaisse de 90 m dans le Nord ; elle s'épaissit vers le Sud-Ouest jusqu'á 130-150 m et jusqu'á près de 200 m vers le Sud. Cette évolution, tout á fait complémentaire de celle de l'unité précédente, établit une équivalence latérale entre ces deux faciès successifs. Cette unité argilo-sableuse est constituée d'argiles aux teintes les plus variées, de grés fins á très fins, rarement moyens. Les carbonates y persistent mais sous la forme d'intercalations dispersées : calcaires crayeux, marneux, parfois fossilifères dans le Nord ; dolomies et calcaires dans le Sud-Ouest et dans le Sud (voir fig. V.6). Quelques bancs d'anhydrite apparaissent sporadiquement dans le Sud et le Sud-Ouest. c) L'unité sommitale, résistante, – dont le toit est le repére E 8 – est épaisse de 30 á 35 m dans le Nord ; elle s'amincit jusqu'á une vingtaine de mètres dans le Sud et peut se réduire á moins de 20 m dans le Sud-Ouest. Cette unité correspond, par rapport á la série antérieure, á un enrichissement en carbonates et en anhydrite, aux dépens de grès. Il est á noter que dans cette passée, de tendance moins *continentale* que la précédente, lignite et débris charbonneux restent abondants.

On soulignera, en conclusion, l'alternance remarquable de bancs marins (calcaires crayeux, fossilifères, etc.) et de niveaux riches en éléments d'exportation continentale (matériel détritique, lignite, débris végétaux, etc.). C'est, encore une fois sur cette plateforme saharienne, une série intermédiaire, á allure *"deltaïque".*

3) LE SUD-TUNISIEN (Fig. IV.7 et VIII.5)

Le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* a fait l'objet de descriptions récentes (G. Busson, 1967, H. Bismuth *et al.*, 1967) et je ne reprendrai ici que quelques-uns des points principaux pour permettre une comparaison avec les autres régions sahariennes. Je rappelle que l'intérêt, unique, de cette série tient au fait qu'il est possible de paralléliser ici la série des sondages avec les affleurements richement fossilifères de la région de Foum-Tatahouine.

Source : MNHN, Paris

a) **La série des sondages** (fig. VIII.12B). Dans le **Dahar central** (Sb.1, Dn.1, Sn.1), on observe la même succession que dans le Grand Erg oriental algérien : unité inférieure carbonatée encore amincie ; unité moyenne argilo-sableuse généralisée sur la plus grande partie de l'intervalle, avec niveaux à Ostracodes, Characées et parfois grande abondance des débris végétaux ; unité supérieure avec calcaires à Valvulinelles puis argiles et dolomies anhydritiques. Dans l'extrême-Sud, carbonates et anhydrite s'amenuisent au profit des argiles et des grès, dans lesquels apparaissent pour la première fois des passées grossières. Vers le Nord, au contraire, le sondage d'OS.1 a traversé une série relativement très carbonatée et marine qui évoque les affleurements proches de la région de Foum-Tatahouine ; il en est de même, avec une épaisseur accrue, du forage de BS.1 en position encore plus septentrionale.

b) **Les affleurements**. Ils s'étendent de la latitude de Médenine à la frontière libyenne (et au-delà dans la grande falaise du dj. Nefusa, voir fig. IV.7). **Dans la région centrale**, celle de Foum-Tatahouine-Tazerdunet, alternent calcaires le plus souvent à débris, parfois même lumachelliques ou récifaux, marnes et argiles, ces dernières parfois gypseuses, ailleurs gréseuses et riches en débris de bois flottés. Les fossiles sont d'une extrême abondance mais seul le niveau à *Erymnoceras* du Callovien moyen fournit un repère sûr : la plus grande partie semble néanmoins à attribuer au Callovien, le sommet à l'Oxfordien, tandis que les séries argilo-dolomitiques, azoïques, sus-jacentes, pourraient représenter l'équivalent latéral du Kimméridgien à *Clypeina jurassica*, connu un peu au Nord au Chott-Fedjedj. Je rappelle enfin que, vers le Nord, l'évolution par rapport à la région de Foum-Tatahouine est triple : amincissement, de plus en plus poussé dans cette direction ; dolomitisation de plus en plus envahissante, aux dépens des marnes, des argiles et des calcaires ; enfin, transgression d'étalement progressif par laquelle les niveaux de plus en plus récents sont allés de plus en plus loin vers le Nord, sur un *socle* érodé, constitué de Trias inférieur et de Permien. Vers le Sud, il y a également diminution des calcaires et des marnes, mais au profit des sables et des grès et secondairement des gypses.

D) PROVINCES OCCIDENTALE ET MERIDIONALE (Fig. VIII.12 A et B)

Au sein d'une série qui se modifie profondément, la **définition des limites** (repères E 6 et E 8) est de plus en plus incertaine. Au banc carbonaté qui définit E 6 se substitue rapidement une couche gréseuse, résistante au-dessus des argiles bathoniennes : ce contact a été assimilé – dubitativement – à E 6. Quant au repère E 8, localisé au toit de bancs résistants, carbonatés ou anhydritiques, il devient difficile à situer après le biseautage de ces bancs. Il semble que l'équivalent latéral méridional de ce repère corresponde au toit d'une intercalation argileuse située au sein des grès, que l'on suit dans de nombreux forages du Tademaït en particulier. Il faut souligner que l'incertitude sur les limites est telle qu'il n'est pas impossible que la masse argilo-gréseuse, rapprochée de E 6-E 8, se déplace globalement – soit vers le haut, soit vers le bas – et ne représente plus que de façon tout à fait approximative l'équivalent du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien.

Du fait même de ces incertitudes, les épaisseurs observées ne sauraient être interprétées directement en termes de subsidence. Dans ces provinces, les valeurs d'épaisseurs traduisent surtout l'importance de l'intervalle envahi par le faciès qui a été mis en parallèle avec l'unité E 6-E 8. Malgré ces réserves, la répartition des épaisseurs met en évidence des caractères intéressants, parce que plus ou moins permanents : épaississement sur les confins atlasiques, amincissement prononcé sur le Grand Erg occidental (craton du Grand Erg occidental), amincissement régulier et léger dans le haut oued-Mya et le Gassi-Touil, etc.

L'évolution des faciès garde la même simplicité schématique. On observe une augmentation relative des éléments clastiques, progressive mais très prononcée, à la fois en direction du Sud-Ouest (Grand Erg occidental, Tademaït) et du Sud (Rhourde-Nouss, hamada de Tinrhert) : le pourcentage des éléments clastiques arrive à dépasser 50 % et même localement 75 %. En contre-partie, les carbonates – qui diminuaient déjà du Nord vers le Sud dans les provinces septentrionale et centrale – continuent à s'amenuiser ici, pouvant même disparaître complètement (fig. VIII.13). En règle générale, les passées de la région moyenne (E 7) se biseautent les premières ; puis ce sont les passées de la base – dont le mur définit le repère E 6 – qui se réduisent d'abord à un simple banc dolomitique, lequel finit par disparaître un peu plus au Sud ; enfin, les passées sommitales ont la plus vaste extension, le banc le plus élevé se biseautant le plus loin.

L'absence de faune marine à peu près généralisée dans ces provinces, l'abondance des débris végétaux et des couches ligniteuses incitent à voir dans le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien de ces régions une série à tendance continentale bien que déposée sous une certaine tranche d'eau.

E) CONCLUSIONS

Quand on étudie la série du bas vers le haut, le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* est un des premiers ensembles du Mésozoïque à être daté par des faunes marines, en plusieurs points de la plateforme saharienne, en particulier dans les sondages du Sahara septentrional et aux affleurements du Sud-tunisien.

Source : MNHN, Paris

Après les faciès détritiques puis évaporitiques (marins "confinés") du Trias et du Lias, le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* est caractérisé par l'existence, dans une partie relativement importante du domaine considéré, de dépôts marins francs : cette transgression *marine* ne semble pas être accompagnée d'une extension plus particulière du domaine sédimentaire sur les régions à matériel paléozoïque encore exondées.

Malgré l'homogénéisation des dépôts amenés par cette transgression marine – ou cette succession de phases transgressives – les faciès conservent encore une diversité remarquable grâce à la taille exceptionnelle du bassin considéré. La carte globale ci-jointe localise des zones où respectivement les carbonates dépassent 60 % de l'intervalle (Sahara septentrional) ; d'autres où les argiles dépassent 75 % (Grand Erg oriental) ; d'autres enfin où les éléments clastiques sont supérieurs à 75 % (Tademaït, Grand Erg occidental). Entre ces "pôles", les passages sont d'une progressivité et d'une régularité parfaites : ces caractères sont particulièrement remarquables en ce qui concerne les épandages gréseux dont rien, dans la répartition, ne vient évoquer l'existence d'apports *canalisés*, localisés devant une embouchure ou un delta. Nouveau trait frappant dans cette sédimentation de plateforme quasi parfaite.

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERIENS ET TUNISIENS

Petits Arénacés. Glomospiridés, Trocholines. Trocholines "évasées". Trocholines "coniques". *Trocholina* cf. *conica*. *Trocholina* cf. *elongata*. *Ammobaculites*. *Textulariidae*. Pfenderines. *Kurnubia*. Valvulinelles. *Valvulinella jurassica*. *Verneuilinidae*. Valvulinidés. Lituolidés. Pseudocyclammines. *Pseudocyclammina jaccardi* Schrodt. *Everticyclammina virguliana* Kochlin. Ophtalmidiidés. Lagénidés. Lenticulines. Héterohélicidés. Rotalidés. Globigérines. *Nautiloculina*. Nautiloculines. Vabulammonidés. *Meyendorfina bathonica* Auroure-Bizon. Spongiaires. Spicules d'éponges. Spicules réniformes. Madréporaires. Débris de Polypiers. Polypiers coloniaux. Débris d'Echinodermes. Echinides. Radioles d'oursins. Crinoïdes. Entroques. Bryozoaires. Débris de Brachiopodes. Rhynchonelles. Traces de vers. Ophiures. Ostracodes marins. Ostracodes lisses. *Paracypris* sp. *Macrndentina* sp. *Schulerídea*. *Aparchitocythere* "Md 2100". *Aparchitocythere* "Ga 1860". *Eocytheropteron* sp. *Orthonatocythere*. *Metacytheropteron* sp. *Otocythere*. *Metacypris*. *Lophocythere* "Ni 1760". *Procytheridea* "Be 1382". *Procytheridea* "Ni 1200". *Cytherella* "Ga 2060". *Cytherella* cf. *supra-jurassica*. Débris de Lamellibranches. Mytilidés. *Posidonomya*. Ostréidés. Débris de Gastéropodes. Nautiles. Ammonites. Dents de poissons. Algues filamenteuses. Algues "characéiformes". Dasycladacées. *Clypeina jurassica* Favre. Salpingoporelles. Charophytes. Oogones de Characées.

2) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN

Rappel : sont marquées d'un astérisque les espèces nouvelles découvertes lors de la préparation de ce travail (1967).

Foraminifères.

Eoguttilina cf. *oolithica* Terquem. *Eoguttilina* cf. *pisiformis* Gordon. *Lenticulina* cf, *munsteri* Roemer. L gr. *polonica* Wisniewski. *Epistomina* cf. *mosquensis* (Uhlig). *E.* cf. *parastelligera* Hofker. *Trocholina* sp.. *Trocholina conica* Schlumberger, *Trocholina* gr. *elongata* Leupold. *Trocholina* gr. *alpina* Leupold. Lituolidés. Ammobaculites. *Ammobaculites coprolithiformis* Schwager. *Ammobaculites* cf. *suprajurassicum* Schwager. *Pseudocyclammina* sp. Valvulinidés. *Valvulina* sp. *Valvulinella*. *Praekurnubia* sp. *Kurnubia* gr. *jurassica* Henson. *Kurnubia wellingi* Henson. *Kurnubia* cf. *brumkampi* Redmond. *Kurnubia* cf. *palastinensis* Henson. *Steinekella steinekei* Redmond, Ophtalmidiidés. *Nautiloculina* sp. *Nautiloculina* gr. *oolithica* Mohler. *Nubeculinella* sp. *Protopeneroplis* sp. *Protopeneroplis striata* Weynschek.

Coelentérés.

Enallocoenia sp. *Cyathophora tuberosa* Duncan. *Cladophyllia tenuis* Koby. *Adelocoenia gillieroni* (Koby). *Adelocoenia microphyllia* (Tomes). *Adelocoenia bachmanni* (Koby). *Stylina elegans* Beauvais *. *Stylina bernardina* (D'Orbigny). *Stylina dubia* Alloiteau. *Cryptocoenia lucitensis* D'Orbigny. *Thecosmilia jaccardi* Koby. *Isastrea phillipsi* (Tomes). *Pseudoastrea parva* (Gregory). *Sakalavastraea collignoni* Alloiteau. *Paramontlivaltia deformis* Beauvais *. *Diplocoenia tazerdunensis* Beauvais *. *Bathmosmilia minima* Beauvais *. *Melikerona parva* (Gregory). *Pseudodiplocoenia soltanensis* Beauvais *. *Connectastrea pariformis* (Gregory). *Connectastrea grandiflora* Beauvais *. *Bussonastrea tricalix* Beauvais *. *Meandrophyllia tomesi* Beauvais *. *Andemantastrea tongoboryensis* Alloiteau. *Thamnasteria dumonti* Chapuis et Dewalque. *Thamnasteria mettensis* Milne-Edwards et Haime. *Mesomorpha bussoni* Beauvais *. *Dendrastrea langruenensis* D'Orbigny. *Chomatoseris bouchardi* Edwards et Haime. *Chomatoseris jacobi* Alloiteau. *Aggomorphastraea prima* D'Orbigny. *Microphylliopsis scoliioides* Beauvais *. *Thalamocoenia* sp. *Trigerastrea nuda* Alloiteau. *Ampakabastraea tazerdunensis* Beauvais *. Spongiomorphides.

Stromatopores (nombreux exemplaires non encore déterminés).

Echinodermes.

Les échantillons récoltés récemment n'ayant pu encore être déterminés, les espèces énumérées ci-dessous sont celles citées dans les travaux plus anciens de V. Gauthier, J. Lambert, A. Robaux et G. Choubert, G. Mathieu, etc. (voir liste bibliographique *in* 1967).

Cidaris florigemma. *Rhabdocidaris durandi* Gauthier. *Rhabdocidaris gauthieri* Cotteau. *Plegiocidaris* sp. *Monndiadema cotteau* De Loriol. *Acrosalenia meslei* Gauthier. *Monodiadema lybica* Peron et Gauthier. *Pseudocidaris gauthieri* Lambert. *Hemicidaris crenularis* Lamarck. *Hemicidaris zeguellensis* Gauthier. *Hypodiadema incerta* Peron et Gauthier. *Holopneustes douvillei* Lambert. *Acropeltis aequituberculata* Agassiz. *Holectypus corallinus* D'Orbigny. *Phyllobrissus jourdyi* Lambert. *Pygurus durandi* Peron et Gauthier. *Pygurus meslei* Gauthier. *Pygurus perreti* Lambert. *Millericrinus meslei* Gauthier.

Source : MNHN, Paris

Brachiopodes.

Septirhynchia pulchra Muir-Wood et Cooper. *Septirhynchia* sp. ; *Septirhynchia azaisi* Cotteau. *Rhynchonella* sp. aff. *nobilis* ? *Rhynchonella pseudo-azaisi* Dubar *. *Rynchonella* cf. *buulcaensis* Stefanini. *Somalirhynchia somalica* Dacqué. *Somalirhynchia* cf. *jordanica* Noetling. *Somalirhynchia bihenensis* Muir-Wood. *Somalirhynchia* cf. *africana* Weir. *Somalirhynchia smeltiei* Weir. *Burmirhynchia weiri* Diaz-Romero. *Burmirhynchia* sp. *Burmirhynchia gregorii* Weir. *Burmirynchia* cf. *jirbaensis* Muir-Wood. *Lacunosella* sp. *Rhynchonella tazerdunensis* Dubar *. *Rhynchonella djeffarae* Dubar *. *Rhynch. djeffarae* var. *stricta* Dubar *. *Rhynchonella* cf. *macfodyeni* ? Muir-Wood. *Rhynchonella* cf. *atla* Oppel. *Bihenithyris weiri* Muir-Wood. *Charltonithyris bihinensis* Weir. *Terebratula linneana* D'Orbigny. *Epithyris* cf. *cincta* ? Cotteau. *Terebratula* cf. *oxioniensis* ? Walker. *Terebratula* cf. *engeli* ? Rollier. *Terebratula* cf. *lamberti* ? Douvillé. *Goniothyris* sp. cf. *glendayi* Weir. *Terebratula bicanaliculata* Stefanini. *Terebratula matmatensis* Dubar *. *Terebratula* (*Lophrothyris* ?) *subsella* Leymerie. *Terebratula* cf. *semisella* Etallon-Douvillé. *Lophrothyris* sp. cf. *subsella* Leymerie. *Terebratula djeffarae* Dubar *. *Terebratula* (*Sphaeroidothyris* ?) *bussoni* Dubar *. *Terebratula* cf. *phoeniciana* Krumbeck. *Terebratula* sp.. *Terebratula nutans* Merian. *Pseudoglossothyris sulcata* Muir-Wood. *Striithyris somaliensis* Muir-Wood. *Zeilleria harantina* Jaboli. *Zeilleria farringdonensis* Rollier.

Des équivalences entre ces espèces et celles citées dans la littérature antérieure (H. Douvillé ; R. Douvillé ; H. Jourdy ; Ch. Domergue *et al.*) ont été précisées dans le travail de G. Dubar (1967).

Ostracodes (non déterminés)

Lamellibranches

Parallelodon azzouzi Freneix *. *Parallelodon (?)* sp. aff. *hirsonensis* (d'Archiac). *Parallelodon* cf. *sublatum* (D'Orbigny). *Eonavicula moulyi* Freneix *. *Costigervillia douvillei* Freneix *. *Costigervillia dumoni* Freneix *. *"Costigervillia" lemeslei* Freneix *. *Virgellia coxi* Freneix *. *Cuneigervillia quoixi* Freneix *. *Isognomon* (*Mytiloperna*) *mytiliformis* (Schlippe). *Isognomon* (*Mytiloperna*) *potchamensis* Cox. *Eopecten aubryi* (Douvillé). *Chlamys* (*Chlamys*) *curvivarians* Dietrich. *Lopha solitaria* (Sowerby) s.s. *Lopha solitaria* (Sowerby) *matmatensis* Freneix *. *Lopha solitaria* (Sowerby) *subpulligera* Freneix *. *Arctostrea eruca* (Defrance). *Gryphaea* cf. *diminuta* Rollier. *Gryphaea* (*Africogryphaea*) *costellata* Douvillé. *Liostrea hebridica* (Forbes). *Liostrea ornati* (Schäfle). *Liostrea mairei* (De Loriol). *Catinula sandalina* (Goldfuss). *"Catinula"* cf. *moreana* (Buvignier). *Catinula sorlinensis* (De Loriol). *Nanogyra nana* (Sowerby). *"Exogyra"* cf. *agipi* Venzo. *Exogyra* aff. *praevirgula* Douvillé et Jourdy. *Modiolus imbricatus* (Sowerby). *Inoperna plicata* (Sowerby). *Brachidontes* (*Arcomytilus*) *laitmarensis* (De Loriol). *Musculus somaliensis* Cox. *Mytilus* (*Falcimytilus*) *jurensis* (Roemer). *Pachymytilus triquetrus* (Buvignier). *Trigonia* (*Trigonia*) *laffittei* Freneix *. *Trigonia* (*Trigonia*) *laffittei* Freneix *derharhensis* Freneix *. *Trigonia* (*Trigonia*) *laffittei* Freneix *oussidiensis* Freneix *. *Ceratomya wimmisensis* (Gillieron). *Ceratomya concentrica* (Sowerby) *Homomya inornata* (Sowerby). *Pholodomya lirata* (Sowerby). *Pholadomya* cf. *angustata* Sowerby. *Pholadomya* cf. *aequalis* Sowerby. *Arcomya schardti* De Loriol. *Myopholas percostata* Douvillé. *Thracia vicelacensis* D'Orbigny. *Lucina* (*Epilucina* ?) cf. *lirata* (Phillips). *Lucina* (*Mesomiltha*) sp. *Lucina* cf. *rotundata* Roemer. *Fimbria jacqmini* Freneix *. *Fimbria imbricata* Cossmann. *Fimbria* cf. *lajoyei* (D'Archiac). *Sphaeriola* cf. *oolithica* Rollier. *Mactromyopsis* cf. *obovata* Laube. *Mactromya* (*Mactromyella* ?) *verioti* (Buvigier). *Mactromya aequalis* (Agassiz). *Mactromya* cf. *crassa* Agassiz. *Protocardia lehmani* Freneix *. *Protocardia granidieri* (Newton) s. esp. *tikechkachensis* (Flamand). *Protocardia sislimanensis* Flamand. *Ceromyopsis striata* D'Orbigny. *Eomiodon algeriensis* Chavan *djeffarae* Freneix *. *Eocallista krenkeli* Cox. *Anisocardia minima* (Sowerby). *Anisocardia* (*Anguicyprina*) cf. *loweana* (Morris et Lycett). *Isocyprina* (*?*) *pervinquieri* Freneix *. *Pseudotrapezium ortinskyi* Freneix *. *Astarte* (*Astarte*) *bussoni* Freneix *. *Astarte* (*Nicaniella*) *burgeri* Freneix *. *Neocrassina jourdyi* Freneix *. *Cuspidaria buroulleti* Freneix *. *Pronoella* (*Djeffarella*) *lucasi* Freneix *.

Gastropodes.

Discohelix tunisiensis Cox *. *Nummocalcar bussoni* Cox *. *Ataphrus labadyei* (D'Archiac). *Ataphrus halesus* (D'Orbigny). *Pseudomelania* (*Oonia*) *saharica* Cox. *. *Pseudomelania* (Oonia) *remtsaensis* Cox *. *Zygopleura tunisiensis* Cox. *. *Rigauxia tuberculata* Cox *. *Tretospira* aff. *subnodosa* (Roemer). *Purpuroidea* aff. *gigas* (Etallon). *Procerithium* (*Rhabdocolpus*) *brachymorphum* (Cossmann). *Procerithium* (*Xystrella*) *protortile* Cox *. *Exelissa strangulata* (D'Archiac). *Gymnocerithium* ? sp. *Cosmocerithium dorvali* (Cossmann). *Pietteia tatahouinensis* Cox *. *Dicroloma* ? sp., *Quadrinervus elegans* (Piette). *Harpagodes* aff. *thirriae* (Contejean). *Globularia michelini* (D'Archiac). *Globularia tetes* (D'Orbigny). *Globularia coxi* (Stefanini). *Globularia* cf. *millepora* (Buvignier). *Globularia zemmourensis* Cox *. *Ampullospira strickiandi* (Morris & Lycett). *Ampullospira* aff. *elio* (D'Orbigny). *Cossmannea* (*Eunerinea*) *dehibatensis* Cox *. *Ovactaeonina custodiorum* Cox. *.

Céphalopodes.

Peltoceras sp. aff. *trifidum* Quensted. *Pseudopeltoceras* sp. aff. *retrorsum* Spath. *Erymmoceras* (*E. philbyi* ? *Arkell*). *Ochetoceras* sp. *Paracenoceras* aff. *kumagunense* Waagen. *Paracenoceras calloviense* Oppel. *Pachyceras* cf. *coronatum*.

Vertébrés : nombreux fragments non déterminés.

Algues.

Algues tubulaires. *Cylindroporella* sp. *Salpingoporella* sp. *Salpingoporella ph. annulata* Carozzi. *Arabicodium* sp. *Thaumatoporella incrustata*. *Thaumatoporella* gr. *elliotti*.

Characées (graines).

Bois : Dadoxylon – nombreux débris non déterminés.

Source MNHN, Paris

IV. LE JURASSIQUE SUPERIEUR ET LE NEOCOMIEN

Dans la plus grande partie du domaine saharien, *en particulier dans la Province centrale*, au toit des passées résistantes (repère E 8) du sommet du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* s'étend un intervalle relativement conducteur, qualifié en général de *"Néocomien"* sur les logs ; tandis qu'au-dessus, reposent des grès souvent grossiers, eux-mêmes résistants, dont on fait en général le Barrémien. En réalité l'attribution de la totalité de l'intervalle au Néocomien serait erronée. En effet, l'équivalent de cet intervalle dans les forages les plus septentrionaux – tel que permettent de le situer les corrélations menées de sondage en sondage – contient dans sa majeure partie des faunes ou des flores d'âge jurassique supérieur ou terminal. D'ailleurs, dans ces forages septentrionaux, le repère E 8 tomberait au sein de la zone à Valvulinelles, kimméridgienne. D'où la substitution, à l'étiquette Néocomien, de l'étiquette Jurassique supérieur-Néocomien (1). Par ailleurs rien n'établit en toute certitude que le Néocomien ne se poursuive pas au sein des grès sus-jacents, grés "barrémiens" des auteurs.

A) PROVINCE SEPTENTRIONALE

L'intervalle considéré – compris entre le repère E 8 et les grès "barrémiens" – s'est révélé particulièrement intéressant dans cette Province : les forages les plus septentrionaux ont fourni une faune marine d'importance capitale pour l'attribution stratigraphique des couches considérées. En outre les épaisseurs et les faciès affectent ici une plus grande variété que dans les autres provinces.

L'importance des EPAISSEURS (fig. VIII.15) sur la bordure septentrionale de la plateforme saharienne est, encore une fois, particulièrement remarquable : valeur de l'ordre de 700 m à Bordj-Nili (fig. VIII.14) ou Lg.1, alors qu'elle tombe á 300 m dès la latitude d'Hassi-R'mel – Touggourt. Les lignes isopaques prennent une direction est-ouest – alors qu'aux époques précédentes, elles étaient en général Sud-Ouest – Nord-Est. L'importance de ces variations d'épaisseurs contraste avec l'extrême monotonie du reste de la plateforme saharienne.

Les variations de FACIES sont aussi considérables. On en jugera en examinant une coupe tout à fait septentrionale (Lg.1), puis l'évolution générale vers l'Ouest et l'Est.

a) **La coupe de Lg.1** (*op. cit.*, pl. 32) : a) la *zone à Valvulinelles* (partie supérieure) : épaisse de 104 m, elle comporte une alternance de calcaires fins, parfois lumachelliques, de dolomie beige, d'argiles et de marnes. On y a identifié : *Pseudocyclammina* cf. *jaccardi*, *Valvulinella* cf. *jurassica*, divers Lituolidés et Frondiculaires, des Salpingoporelles, Ostracodes, débris d'Echinodermes, etc. ; b) le *Lagunaire inférieur* est épais de 326 m : calcaires parfois injectés d'anhydrite, argiles et marnes, quelques bancs d'anhydrite. La faune est principalement marine (débris d'Echinodermes, de Mollusques, Spicules, Valvulinidés, Lituolidés, etc.)et parfois lagunaire *(Cyprideis)* ; c) *ensemble calcaire* (épaisseur : 170 m) á Lituolidés, Ibérines, Clypéines, *Spirocyclina infravalenginensis* Ostracodes (Orthonatocythère sp.) : association qui caractériserait le Jurassique terminal ; d) le *Lagunaire supérieur* (70 m) est constitué d'argiles, grises, vertes ou rouges, d'anhydrite en bancs parfois massifs, de calcaires argileux avec petites Frondiculaires et *Ammobaculites*, dolomies et dolomies marneuses. Cette unité pourrait être á attribuer au Crétacé inférieur (base du Néocomien) ; e) 53 m de dolomies et d'argiles supportent enfin au sommet la série gréseuse rapportée au Barrémien.

b) **Vers le Sud-Ouest et l'Ouest**, les calcaires marins tendent à s'amenuiser et á disparaître au sein des faciès argileux et détritiques. Dans la *partie inférieure* des coupes d'abord ; cette partie est très envahie par les argiles et par des grès fins ; calcaires puis dolomies s'estompent et les quelques bancs résistants qui subsistent consistent en anhydrite. Dans la région d'Hassi-R'mel l'anhydrite elle-méme disparaît ; il ne reste plus qu'un ensemble gréso-argileux. La *partie supérieure* montre une évolution légèrement différente : les dolomies se substituent aux calcaires à faune marine (région de Talemzane) ; puis la série devient argilo-anhydritique (Berriane) ; enfin, dans la région d'Hassi-R'mel, c'est une série argilo-sableuse á rares bancs carbonatés et importantes passées de lignite.

c) **Vers l'Est**, on note une évolution différente. Une série inférieure s'individualise, dès Ph.1 (fig. VIII.16A) par envahissement des argiles aux dépens des calcaires. Ceux-ci passent, plus au Sud-Est (Touggourt, Te.1, fig. VIII.16 A, confins tunisiens), á des dolomies puis á de l'anhydrite : une succession argilo-anhydritique s'est donc substituée aux calcaires de la région de Lg.1. Au-dessus, une série supérieure s'individualise, moins envahie par l'argile, mais dolomies et anhydrite se sont substituées aux calcaires marins de Lg.1.

(1) Cette rectification doit être rapprochée : 1) de celle «exécutée récemment dans les Ouled-Naïls où la plus grande partie du Néocomien des auteurs (J. Emberger, 1960, inclus) semble devoir être á attribuer au Kimméridgien-Portlandien (P. Tremolières, 1968) ; 2) de celle exécutée précédemment au Djebel-Lazereg de Laghouat par Bassio et Coumes (1967).

Source : MNHN, Paris

Conclusions – Le Jurassique supérieur-Néocomien de *l'extrême-Nord* est caractérisé par l'abondance des calcaires à débris, ou graveleux, oolithiques, en alternance avec des marnes ; les uns et les autres relativement riches en Foraminifères, Ostracodes, débris de Mollusques, d'Echinodermes, Algues, etc. La faune et les caractères pétrographiques attestent l'existence d'un milieu marin franc, néritique, particulièrement peu profond. Les bancs d'anhydrite, dispersés dans la série, établissent quant à eux l'installation fugace, mais

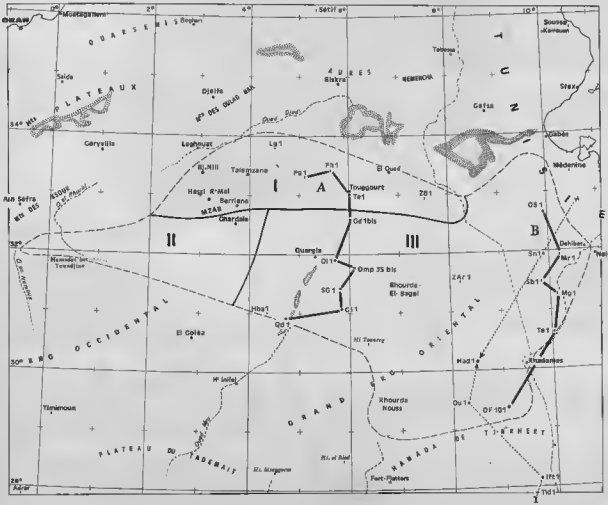


Fig. VIII.14. – Carte d'implantation des provinces distinguées au cours de l'étude du Jurassique supérieur-Néocomien, avec les principaux noms de lieux mentionnés dans le texte : I : Province septentionale ; II : le Msab et la partie nord-est du Grand Erg occidental ; III : Province centrale et méridionale. En trait fort, implantation des coupes du Jurassique supérieur- Néocomien ci-jointes (fig. VIII.16 A et B) ; en liseté fin, implantation des coupes du Mésozoïque (infra-Crétacé supérieur) d'Hsd.1 au Sud-tunisien (fig. VIII.5) et d'Hsd.1 au Tinrhert (fig. VIII.6).

plusieurs fois renouvelée de conditions de confinement caractérisées. *Vers l'Ouest et le Sud-Ouest*, il y a apparition progressive de conditions continentales à la base, lagunaires au sommet ; puis le continental finit par tout envahir. *Vers l'Est et le Sud-Est*, c'est l'envahissement de la série par des argiles et de l'anhydrite : le domaine marin n'est pas ici repoussé par les eaux continentales, mais il est profondément modifié par un confinement important.

Source : MNHN, Paris

Fig. VIII.15. – Carte du Jurassique supérieur-Néocomien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques d'équidistance 100 m et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le triangle du coin inférieur gauche.

Source : MNHN, Paris

B) LE MZAB ET LA PARTIE NORD-EST DU GRAND ERG OCCIDENTAL

La limite inférieure de l'intervalle se définit ici avec beaucoup plus d'incertitude que dans le domaine précédent : car l'intercalation résistante, carbonatée, dont le toit correspond au repère E 8, tend à disparaître ici – comme la plupart des passées carbonatées –. On situe alors, dubitativement, la limite inférieure au contact d'une passée argileuse, sous-jacente, et gréseuse, sus-jacente. Quant à la limite supérieure, contact des grès grossiers "barrémiens" sur l'argilo-sableux du Jurassique supérieur-Néocomien, il semble qu'elle conserve un certain synchronisme dans la région considérée dans ce paragraphe.

Les données fournies sur les épaisseurs par les forages de la région permettent de mieux individualiser la zone résistante d'Hassi-R'mel (fig. VIII.15), trait tout à fait remarquable de la subsidence du Jurassique supérieur-Néocomien. Il faut rappeler pourtant que les observations concernant les épaisseurs ne doivent pas être traduites directement en termes de subsidence, puisque l'incertitude qui pèse sur les limites risque de dissimuler d'éventuels passages de faciès, capables d'amenuiser, ou d'accroître, l'intervalle.

Du point de vue des faciès, l'équivalent du Jurassique supérieur-Néocomien est ici constitué d'une alternance d'argiles, de sable et de grès. La disparition des carbonates de l'Est à l'Ouest, l'accroissement de la proportion des sables par rapport aux argiles et l'apparition d'éléments détritiques moyens ou même grossiers dans la même direction sont les traits principaux qui précisent une évolution paléogéographique.

C) PROVINCES CENTRALE ET MERIDIONALE

1. LIMITES ET DEFINITIONS

C'est dans ces provinces, je le rappelle, que l'intervalle Jurassique supérieur-Néocomien s'individualise avec le plus de netteté. Les couches résistantes, carbonatées ou anhydritiques, dont le toit définit le mur de l'intervalle (repère E 8), se repèrent avec précision dans la quasi-totalité des sondages. De même, au sommet, le contact des grès grossiers du "Barrémien" sur le faciès argilo-gréseux du "Néocomien" s'identifie jusque sous la hamada de Tinrhert (fig. VIII.16 B). Par contre vers le Sud-Ouest, sous le Grand Erg occidental et sous le Tademaït, l'envahissement généralisé de la série par des grès grossiers empêche de distinguer Barrémien et Néocomien et dès lors le Jurassique supérieur-Néocomien n'est plus définissable.

2. ETUDE DES AFFLEUREMENTS (Sud-tunisien et Tripolitaïne)

Ces séries du Jurassique supérieur-Néocomien affleurent en effet dans le SUD-TUNISIEN, où je les ai décrites récemment – sous la dénomination de Purbecko-Wealdien. J'évoquerai en quelques mots l'essentiel des résultats obtenus dans cette région (G. Busson, 1967, p. 93-107).

La **coupe-type de Merbah-el-Asfer** permet d'observer une alternance de sables et de grès – d'allure souvent lenticulaire –, d'argiles fréquemment sableuses et gypseuses, et enfin de bancs isolés de dolomies rognonneuses, ou bien litées ou massives ; elle est couronnée par une importante passée d'argiles vertes (50 m) à intercalations dolomitiques, qui constitue un des niveaux-repères les plus constants et les plus remarquables du Mésozoïque de ce Sud-tunisien. Dans cette série "purbecko-wealdienne" réputée azoïque, les intercalations dolomitiques m'ont livré une douzaine d'espèces de Lamellibranches (G. Busson et C. Albanesi) et quelques Gastropodes. Ces formes surtout localisées dans la partie supérieure de la formation n'ont pas fourni, certes, d'indications très précises sur l'âge de cette série : néanmoins toutes les espèces se rattachent au Crétacé inférieur – Néocomien à Aptien – ; indication stratigraphique dont il faut tenir compte à côté de celle qu'ont apportée les faunes de la Province septentrionale. Mais en outre, un intérêt non négligeable de ces Mollusques en provenance des bancs dolomitiques est d'avoir établi sans ambiguïté le *caractère marin* des dépôts correspondants. Les couches gréseuses et gréso-argileuses sont manifestement, au contraire, *sous influence continentale*. Elles abondent en débris de bois silicifiés ou hématisés. De nombreux niveaux de graviers, en particulier au toit des couches dolomitiques, ont livré d'abondants restes de Vertébrés, continentaux pour la plupart. Toute faune marine, au contraire, est rigoureusement absente de ces faciès.

L'alternance maintes fois répétée de minces dépôts marins et de couches gréso-argileuses continentales ou à tendance continentale amène à imaginer un pays d'une extrême platitude, où la sédimentation se faisait sous une tranche d'eau d'une extrême minceur. "Or dans de telles conditions de platitude extrême et d'épaisseur

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

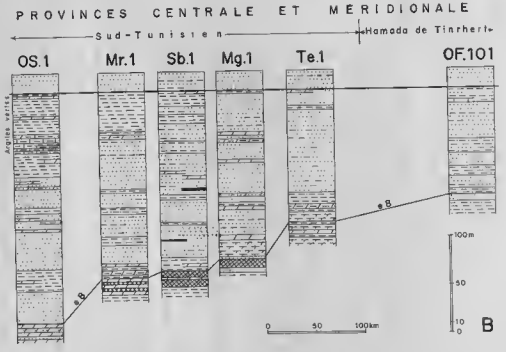


Fig. VIII.16. – Coupes du Jurassique supérieur-Néocomien d'après des sondages implantés sur la fig. VIII.14. La coupe A (ci-contre) s'étend du Nord de la plateforme saharienne à la région d'Hassi-Messaoud et à la haute vallée de l'Oued Mya ; la coupe B depuis le Sud-tunisien jusqu'à la hamada de Tinrhert.

Source : MNHN, Paris

d'eau très faible, on conçoit que l'arrivée de masses d'eaux continentales importantes modifient radicalement un milieu jusqu'alors à tendance marine, dont elle repousse et reporte quasi instantanément les limites à une très grande distance, en même temps que ces eaux continentales laissent le témoin constitué par leurs grandes décharges gréseuses. Et, *vice-versa*, l'installation d'un débit d'étiage peut laisser s'instaurer, après une sédimentation argileuse d'origine encore continentale, des conditions marines franches (dolomies à Astartes) sur d'énormes superficies. Transgressions et régressions marines peuvent ainsi s'être opérées sans la moindre déformation d'origine tectonique, sans la moindre variation de la vitesse de subsidence, sans le moindre changement du niveau eustatique".

D'autre part, l'évolution vers le Nord et vers le Sud apparaît régulière et elle s'intègre logiquement dans cette synthèse des données sahariennes : vers le Sud en direction du craton libyen, par rapport à Merbah-el-Asfer, on constate : 1) un amincissement, 2) une diminution des carbonates et des argiles, 3) corrélativement un emichissement en grès qui deviennent beaucoup plus souvent grossiers. Au Nord de Merbah-el-Asfer, en direction du môle du Tebaga, l'amincissement s'accompagne, au contraire, d'un enrichissement relatif en carbonate ; le continent émergé que devait représenter le promontoire du Tebaga ne nourrissait donc qu'une très faible sédimentation détritique.

Malgré une richesse tout à fait locale en éléments carbonatés, le Sud-tunisien n'apparaît plus comme un domaine mésogéen : l'extrême abondance de ses sédiments détritiques amène plutôt à le classer dans les zones péricontinentales. Le fait mérite d'être souligné car depuis le Trias jusqu'à l'Oxfordien, le Sud-tunisien au contraire s'est présenté comme un des secteurs les plus marins de la plateforme saharienne. Cette modification radicale correspond peut-être seulement à une surrection du craton libyen, qui a participé dès lors à l'alimentation de la sédimentation détritique.

En TRIPOLITAINE (Djeffara et grande falaise), se poursuit cette série du Jurassique supérieur -Néocomien sous le faciès très détritique qu'elle revêt déjà dans les régions les plus méridionales du Sud-tunisien. J'ai décrit par ailleurs (1967, p. 153-158 et surtout tableau IV ; voir fig. IV.7) les tribulations lithostratigraphiques qui ont longuement affecté cette série et je n'y reviendrai pas ici. Je rappelle seulement que la meilleure description et le seul levé cartographique valable que l'on en possède sont dus à Ph. Magnier (1963) : la série de Cabao – au sens de cet auteur – couvre exactement le prolongement de la série du Jurassique supérieur-Néocomien du Sud-tunisien. Seule l'attribution stratigraphique de Ph. Magnier, au Wealdien et Crétacé inférieur indifférencié, me paraît peut-être insuffisamment large, puisqu'excluant le Jurassique même terminal.

3. LES ZONES CONNUES PAR SONDAGES ET SYNTHESE DE L'ENSEMBLE DES DONNEES

L'EVOLUTION DES EPAISSEURS. Les isopaques de la carte ci-jointe (fig. VIII.15) suffisent à mettre en évidence les traits principaux. Tout d'abord une extraordinaire homogénéité des valeurs : de l'Ouest à l'Est, de Guerrara au Sud-tunisien, et du Nord au Sud, de Touggourt au Tinrhert, soit dans un domaine de plus de 200 000 km², les valeurs d'épaisseur oscillent autour de 250 m, à 20 m près approximativement. En contraste avec cette homogénéité, il y a la variabilité de deux zones déjà connues pour leur instabilité au Mésozoïque : la région de Rhourde-Nouss, où les épaisseurs passent de 86 m à plus de 300 m sur quelques kilomètres ; le Sud-tunisien où j'ai décrit amincissement et biseautages sur le flanc sud du môle du Tebaga. Enfin on ignore qu'elle était l'évolution, au Jurassique supérieur-Néocomien des zones d'érosion anté-albienne du Gassi-Touil et de Rhourde-el-Baguel.

DU POINT DE VUE DES FACIES l'extrême régularité de cette sédimentation de plateforme est particulièrement mise en évidence par la constance remarquable des successions lithologiques pouvant s'étendre à d'immenses surfaces. J'ai exposé avec quelques détails *(op. cit.)* que dans une région approximativement centrée sur Ouargla, longue de plus de 300 km et large de plus de 200, s'observe la succession des mêmes termes lithologiques (*op. cit.* fig. 74 à 78 ; ci-joint fig. VIII.16 A) que j'ai appelés : argiles inférieures, grès moyens, argiles intermédiaires, grès supérieurs et argiles sommitales. Les limites entre ces épisodes successifs ne sont pas toutes synchrones ; la régularité et l'extension des "pulsations" successives responsables du faciès n'en sont pas moins remarquables.

Examiné d'un point de vue global, le faciès de ce Jurassique supérieur-Néocomien des Provinces centrale et méridionale est argilo-sableux dans la plus grande partie des régions étudiées ; il devient sablo-argileux sur les marges méridionales. Les carbonates ne conservent une certaine importance – inférieure d'ailleurs à 30 % – que dans la partie nord de cette Province centrale. Et le plus souvent il s'agit de bancs dolomitiques, ou d'une fraction dolomitique dans les argiles et les grès ; c'est seulement dans la partie nord du Grand Erg oriental que subsistent les calcaires, crayeux ou argileux, qui étaient courants dans la Province

Source MNHN, Paris

septentrionale. Ce sont de tels bancs dolomitiques qui m'ont fourni dans la région de Merbah-el-Asfer la faune de Lamellibranches et de Gastropodes rappelée ci-dessus. En général ces bancs carbonatés s'amenuisent considérablement vers le Sud : ils représentent moins de 10 % dès la latitude de Zemoul-el-Akbar (ZAr.1) ou celle d'Hassi-Berkane (Hba.1 dans le haut oued-Mya). Anhydrite et gypse n'ont une certaine abondance (légèrement supérieure á 10 % du total) qu'aux confins des provinces centrale et septentrionale, de Zemlet-Bazima (ZB.1 entre Touggourt et la frontière tunisienne) á Berriane. Ailleurs il ne s'agit que de quelques bancs dispersés, qui finissent par disparaître complétement au Sud du Zemoul-el-Akbar et de la région d'Hassi-Berkane.

L'évolution des constituants principaux, argiles et éléments clastiques, apporte des données capitales du point de vue paléogéographique. Les différentes limites de trames du triangle qui accompagne la carte ci-jointe (fig. VIII.15), correspondent aux valeurs du rapport argile/sable égales á 8, 3, 1, 1/2. On voit avec quelle régularité les valeurs de ce rapport progressent depuis la région des Daïas orientale et de Touggourt, qui représentent le "pôle" le moins détritique des régions sahariennes á ce niveau et qui est ceinturée par la ligne correspondant à la valeur 8 du rapport : autour, en effet, les lignes 3, 1 et 1/2 s'organisent concentriquement, limitant des auréoles d'une régularité parfaite. En ce qui concerne les argiles, en même temps qu'elles régressent au profit des éléments détritiques, elles se modifient ; en particulier, aux argiles grises et vertes, gypseuses ou anhydritiques, souvent dolomitiques, faiblement pélitiques, des régions septentrionales se substituent des argiles rouges, souvent sableuses dans les parties méridionales. De leur côté les grés et les sables se modifient, également du Nord vers le Sud, en même temps qu'ils s'enrichissent notablement : á grain fin ou très fin dans la région d'Ouargla ou dans la partie nord du Grand Erg oriental, ils sont sporadiquement grossiers dans la région de Rhourde-el-Baguel et fréquemment grossiers dés la latitude de Rhourde-Nouss aux confins du Tinrhert. Evolution similaire á celle qui s'observe aux affleurements du Sud-tunisien, entre le Nord et le Sud de la falaise qui ceinture la Djeffara : extrême amenuisement des dolomies marines, augmentation des grés, apparition de plus en plus fréquente de passées grossiéres (graviers á bois et débris de Vertébrés continentaux).

En dehors des Mollusques du Sud-tunisien, les *faunes* sont rarissimes à ce niveau dans la Province centrale : Ostracodes (Aparchitocythere et *Procitheridea*) et Lituolidé à Ns.1 – coord. T 6 –, dans le Nord du Gassi-Touil ; une passée á débris d'Echinodermes, Gastropodes, Ostracodes et dents de Poissons á Sn.1 et enfin *Verneuilinidae* et *Ophtalmidiidae* à OS.1, ces deux derniers forages sur le Dahar tunisien.

En CONCLUSION, on remarquera qu'une confrontation des données relatives aux épaisseurs et celles se rapportant aux faciés, s'avére importante dans ces provinces centrale et méridionale. En particulier, les zones d'épaisseur les plus faibles qui ceinturent les régions cratoniques coïncident avec les proportions maximales d'éléments détritiques : il s'agit donc réellement, semble-t-il, des marges du bassin.

D) CONCLUSIONS

Les éléments n'abondent pas pour dater cette unité "Jurassique supérieur -Néocomien" et en outre les indications en provenance des différentes provinces ne montrent pas toujours une coïncidence rigoureuse. Dans le Nord du Sahara algérien l'essentiel serait à imputer au Jurassique supérieur et de l'ordre du 1/5 seulement au Néocomien. Mais dans le Sud-tunisien Lamellibranches et Gastropodes – cantonnés il est vrai dans la moitié supérieure de l'intervalle – ne sont que d'affinité crétacée. Le synchronisme réel et précis des lignes de corrélations est-il á incriminer ? Ou la qualité assez médiocre des faunes sur lesquelles reposent ces attributions est-elle en cause ? Ou encore y-a-t-il eu renversement de la subsidence, active au Jurassique supérieur et faible au Néocomien au Sahara algérien ; et au contraire faible au Jurassique supérieur et active au Néocomien dans le Sud-tunisien ? Le choix n'est pas possible entre ces hypothéses avec les seules données actuellement existantes.

La **répartition des épaisseurs et des faciés** rappelle, dans ses grandes lignes, celle de l'époque précédente : en particulier l'importance de la subsidence sur les confins atlasiques, l'homogénéité – au contraire – des valeurs d'épaisseur sur la plateforme saharienne, les amincissements en direction des zones résistantes habituelles (craton du Grand Erg occidental, môle du Tebaga, etc.) ; et, en ce qui concerne les faciés, l'abondance des calcaires dans le Nord, l'enrichissement en argiles plus au Sud, l'envahissement par les éléments détritiques en position marginale. Mais ces différentes zones de faciés sont considérablement décalées par rapport á celles du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien *p.p.* : le recul des carbonates, vers le Nord, est trés important et, *vice-versa*, les éléments détritiques ont progressé de façon trés notable. Dans la plus grande partie du domaine – à l'exception de la bande de terrain la plus septentrionale –, le Jurassique supérieur -Néocomien est représenté par une série argilo-sableuse : transition tout à fait progressive entre le régime á passées marines abondantes du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien et la sédimentation grossiérement détritique du Barrémien immédiatement sus-jacent.

Source : MNHN, Paris

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERIENS ET TUNISIENS

Coprolithes. Trocholines. *Haplophragmoïdes. Ammobaculites.* Valvulinelles. *Valvulinella* cf. *jurassica. Verneuilinidae.* Valvulinidés. Lituolidés. *Pseudocyclammina* aff. *personata. Pseudocyclammina virgulina. Pseudocyclammina sequana. Pseudocyclammina* cf. *jaccardi- Spirocyclina infravalanginensis. Ophtalmidiidae.* Pénéroplidés. Frondicularidés. Ibérines. Nautiloculines. Spicules réniformes. Débris d'Echinodermes. Radioles d'Oursins. Tubes de Serpules. Ostracodes lisses. Ostracodes ornés. Cypridés. *Cyprideis.* Aparchitocythere. Orthonatocythere. *Metacytheropteron.* Limnocythere. *Procytheridea.* Débris de Lamellibranches. Débris de Gastéropodes. Dents de poissons. *Platyspondylus* (vertèbres). Dents. Débris d'ossements. Dasycladacées. Clypéines. *Clypeina jurassica.* Salpingoporelles. Characées. Pollens. Bois.

2) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN

Verneuilinidae. Ophtalmidiidae. Stromatopores silicifiés. Oursins réguliers. Ostracodes. Lamellibranches. *Nucula* sp. *Nucula jaccardi* Pictet et Campiche. *Nuculoma planata* Deshayes. *Trigonoarca bussoni* Albanesi. *Lithophaga oblonga* D'Orbigny. Huîtres. *Trigonia* sp. aff. *carinata* Agassiz. *Astarte sinuata* D'Orbigny. *Astarte* cf. *amygdala triangularis* Coquand. *Freiastarte subcostata* D'Orbigny. *Cyprina bernensis* Leymerie. *Panope gurgitis neocomiensis* Leymerie. *Liopistha bussoni* Albanesi. Gastéropodes. *Harpagodes* cf. *desori* Piciet et Campiche. Débris de Vertébrés. Piquants de Poissons. Dents de Poissons sélaciens. *Priohybodus arambourgi* d'Erasmo. Débris de poissons ganoïdes. Dents palatines de *Lepidotus. Ceratodus africanus* Haug. *Platyspondylus.* Vertèbres de Reptiles. Débris de Dinosauriens. Dents de Crocodiliens. Fragments d'os de Crocodiliens. Fragments de plaques de Chéloniens. Débris de Tortues. Bois silicifié. Bois hématisé. *Dadoxylon. Brachyoxylon brachyphylloïdes* Kraüsel.

Fossiles cités d'après A.F. de Lapparent : *Carcharodontosaurus saharicus* Depéret. *Elaphrosaurus iguidiensis* Lapparent . *Rebbachisaurus tamesnensis* Lapparent.

Fossiles cités d'après R. Furon : *Dadoxylon (Araucarioxylon) furonii* (Veillet-Bartoszewska).

V. CONCLUSIONS

Le bassin jurassique nord-saharien, pratiquement découvert il y a quelques années, est d'un intérêt considérable : par sa taille immense – supérieure à 600 000 km² – il constitue un pan important du domaine mésogéen ; grâce à l'absence de toute dislocation tectonique, de tout mouvement épirogénique important et par conséquent d'érosion notable, se trouvent éliminées les incertitudes qui entachent habituellement les reconstitutions paléogéographiques et les conclusions sédimentaires ; enfin la densité du réseau de sondages et la précision des données qu'il a apportées ont rendu possible une description d'une précision inaccoutumée. En contre-partie l'extrême rareté de la faune ne permet pas le plus souvent de fixer les limites des étages de la nomenclature stratigraphique universelle ; ni même dans certains cas – ce qui est plus grave – de vérifier le synchronisme de certaines lignes de corrélations déduites de l'examen de la lithologie ou des diagraphies.

Pour chacune des quatre unités considérées, les variations d'épaisseur ont pu être précisées, mettant en évidence une certaine constance des traits principaux : subsidence pré-atlasique importante, homogénéité de la subsidence sur le centre de la plateforme saharienne ; amincissement en direction du Grand Erg occidental, du Tademaït, du Tinrhert, de la hamada El-Homra, etc. L'évolution des faciès s'est révélée d'une diversité remarquable. Ce qui s'explique à la fois par la taille du bassin considéré, par le jeu antagoniste des influences marines et continentales et par les phénomènes propres à la sédimentation de plateforme. La seule considération des triangles et des tétraèdres qui servent de légende à chacune des cartes de faciès, prouve cette extrême diversité : depuis des pôles où les détritiques (sables et grès, parfois argiles) forment l'essentiel, jusqu'à des régions où les carbonates ou, ailleurs, l'anhydrite, forment une fraction très largement prédominante. Cette disposition variée des faciès met néanmoins en évidence une certaine permanence du contexte paléogéographique : sédiments marins francs prédominants dans le Nord ; marins "confinés", évaporitiques, abondants dans le centre, le Grand Erg oriental et les confins tunisiens ; sédiments détritiques et apports terrigènes surtout importants dans le Sud-Ouest (grand Erg occidental, Tademaït), secondairement dans le Sud-Est (Tinrhert, abords du craton libyen), accessoirement dans le Nord.

Mais cette permanence des directions principales d'apport n'exclut pas des différences fondamentales entre chacune des quatre unités considérées. Le Lias-Dogger inférieur est caractérisé par un développement considérable des faciès évaporitiques : à la fois par le domaine géographique couvert et par la nature des sels déposés, puisqu'à l'anhydrite s'ajoute du sel gemme en quantité importante. En même temps les éléments détritiques sont confinés sur les marges continentales et représentés quasi uniquement par des argiles. Le

Source : MNHN, Paris

Bathonien marque un recul considérable des évaporites et, conjointement, un accroissement des faciès carbonatés dans le Nord et dans l'Est, des faciès argileux sur l'ensemble du domaine, et une apparition spectaculaire des apports sableux sur les marges cratoniques. Avec le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien, on enregistre un nouveau gain des faciès marins ouverts ; les carbonates connaissent la phase d'extension maximale du Mésozoïque anté-crétacé supérieur, les évaporites diminuent considérablement, tandis que les éléments détritiques tendent à accroître leur domaine d'extension et leur importance dans les coupes. Au Jurassique supérieur-Néocomien une nouvelle poussée des éléments détritiques annonce les épandages gréseux exceptionnels du Barrémien s. *l.* ; les évaporites ont pratiquement été oblitérées ; quant aux carbonates ils ne sont présents que dans le Centre-Nord, où ils conservent d'ailleurs une réelle importance, – et non plus dans le Sud-tunisien –.

VI. COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES DE BERBERIE

Ces comparaisons sont, encore à ce niveau, rendues difficiles et incertaines par l'extrême imprécision de la stratigraphie saharienne : on ignore même par exemple quelle partie du Lias peut manquer à l'intervalle dit "Lias-Dogger inférieur". Etant donné la structure générale de la Berbérie, les terrains de la partie inférieure du Jurassique affleurent largement dans l'Ouest (Maroc, Algérie occidentale) ; ils sont au contraire en général de plus en plus rares car de plus en plus profondément ensevelis dans l'Est (Algérie centrale et orientale, Tunisie). Nous commencerons donc par l'Ouest où les conditions d'affleurement sont meilleures. Par ailleurs, il sera peu traité du domaine le plus septentrional de la Berbérie : d'une part parce qu'il est le plus éloigné des régions sahariennes auxquelles nous nous intéressons ; d'autre part à cause de l'extrême complexité de ce domaine et en particulier de l'impossibilité, dans de nombreux cas, d'y évaluer l'importance des déplacements post-sédimentaires qui ont pu affecter les séries.

1. LE MAROC ET L'ALGERIE OCCIDENTALE

Le découpage stratigraphique adopté pour une région aussi vaste ne saurait s'appliquer de façon parfaitement adéquate à l'ensemble des provinces examinées.

A) LIAS INFERIEUR-MOYEN

1) Les régions subsidentes. Au MAROC il s'agit du sillon du Haut-Atlas et d'une partie du Moyen-Atlas (Moyen-Atlas plissé). Le Lias inférieur et moyen est représenté par une épaisseur pouvant dépasser 1 000 m de séries surtout calcaires : à la base "grosses barres de calcaires massifs, souvent à silex" ; puis calcaires noirs, lités, *parfois* à silex, avec – à la partie supérieure, correspondant au Pliensbachien – apparition de lits schisteux noirs, aussi importants que les calcaires ; enfin calcaires et marnes, de teinte plus claire du Domérien. Les Ammonites – de ces faciès à Céphalopodes *auct.* – seraient en fait très rares dans le Lias inférieur, un peu plus fréquentes dans le Pliensbachien, abondantes dans le Domérien (G. Choubert et A. Faure-Muret, 1962, p. 456). En direction du continent africain, ces séries se modifient (faciès à Brachiopodes, puis récifaux, enfin couches rouges), tout en s'amincissant et en se biseautant parfois brutalement. Localement, à Bou-Arfa au Nord du Tamlelt, les calcaires du Lias inférieur et moyen (voir même supérieur) passent à des conglomérats arkosiques.

En ALGERIE, en prolongement du sillon du Haut-Atlas et au-delà du Tamlelt, s'est développé le bassin de l'Atlas saharien : les coupes sont plus rares et leur stratigraphie parfois établie peut-être avec moins de précision. Au djebel-Chemarikh (Lias de l'Aïn-Ouarka), 70 m de Lias dolomitique représenteraient la série la plus basse visible, avec une lacune de base non estimable, car le contact avec le Trias supérieur ne serait pas visible ; au-dessus 120 m de calcaire sublithographique (parfois à Radiolaires), calcaires noduleux et calcaires argileux, ont livré des Ammonites du Lotharingien, du Carixien et du Domérien inférieur (J.P. Bassoullet, 1966).

2) Les régions stables. Elles sont représentées par une partie du Moyen-Atlas (Moyen-Atlas tabulaire) et par les Hauts-Plateaux maroco-algériens où "prédominent des dolomies et des calcaires compacts blancs avec essentiellement des faunes néritiques et absence ou rareté des Céphalopodes" (G. Choubert et A. Faure-Muret, 1962, p. 457). L'épaisseur est seulement de l'ordre de 100 à 500 m ; des lacunes y sont connues et, sporadiquement, le Lias pourrait même manquer complètement.

En ce qui concerne la partie marocaine de ces régions stables, le Lias inférieur serait représenté par des dolomies massives, peu fossilifères ; le Pliensbachien par des dolomies lités, des calcaires dolomitiques et des calcaires ; le Domérien par des calcaires blancs, parfois à silex, avec horizons très fossilifères.

En Algérie, la coupe de Sidi-el-Abed est typique de ce que G. Lucar appelle le faciès des Hautes-Plaines : calcaires à accidents silicieux du Lotharingien avec une faune de Lamellibranches, Brachiopodes (Térébratules multiplissées en particulier) du Lias inférieur (Lotharingien) ; puis 50 m de dolomies et calcaires gris à silex avec Brachiopodes du Domérien. Une série de même type pourrait se poursuivre sur une partie des Hauts-Plateaux oranais (Hassasna). La zone des horsts ou des socles peu

Source : MNHN, Paris

subsidents est caractérisée par ses séries néritiques (dolomies), peu épaisses, à lacunes fréquentes, aussi bien à la base – la transgression étant plus ou moins tardive – que dans toute la série. Le Lias inférieur et moyen est absent dans la coupe de Deglen (Toarcien sur Paléozoïque). A Tiffrit, au-dessus du basalte, argiles violacées et calcaires dolomitiques fossilifères du Trias qui reposent sur le Paléozoïque, le Lias inférieur et moyen est représenté par des dolomies, puis quelques mètres de calcaire dolomitique à silex fossilifère (Pliensbachien) puis de calcaires gris à *Lyoceras* et Brachiopodes du Domérien.

Vers le Nord, une zone prétellienne fait transition entre ces faciès des Hautes-Plaines et ceux du Tell. Le Lias inférieur moyen y mesure 300 m à Sidi-Yahia-ben-Sefia (30 km E de Ghar-Rouban) : 1) dolomies, calcaires massifs à grandes Pernes ou à Algues et Pachyodontes ; 2) au-dessus calcaires gris foncés, à silex, lités, à Ammonites du Domérien. En dehors de la région d'Ouida Sebdou, cette zone s'étend à la bordure nord-ouest des môles de Tiffrit et de Tagremaret, au dj. Nador, aux coupes de l'Oued-el-Abed, etc.

En territoire algérien, mais au Sud de la Berbérie proprement dite, le Lias réapparaît à Chebket-Fendi, une cinquantaine de kilomètres à l'Est-Nord-Est de Colomb-Béchar : série peu fossilifère, relativement mince, à tendance lagunaire (calcaires dolomitiques à passées de couches gréseuses rouges et de gypse).

B) LIAS SUPERIEUR (Toarcien-Aalénien)

Les épaisseurs et les faciès se combinent pour distinguer et opposer, ici encore, régions subsidentes et régions stables.

1) Les **régions subsidentes.** Elles comprennent en particulier la partie centrale et orientale du Haut-Atlas et une partie des Monts des Ksour ; ces deux régions étant séparées par la zone haute du Tamlelt. Elles comprennent aussi une partie du Moyen-Atlas et enfin les régions septentrionales, proches de la côte méditerranéenne. Les dépôts du Lias supérieur y sont caractérisés par l'abondance des faciès argileux, tout à fait remarquables au-dessus d'un Lias inférieur et moyen essentiellement carbonaté.

Dans le Haut-Atlas au Sud et au Sud-Ouest des Hauts-Plateaux, après parfois une lacune du Toarcien inférieur, la partie moyenne et supérieure de l'étage est représentée par des marnes vertes, avec passées calcaires et faunes d'Ammonites plus ou moins abondantes. Dans la partie centrale de la fosse, l'Aalénien consiste en marnes bleu-noir, parfois très épaisses (un millier de mètres) et généralement fossilifères (Ammonites). Sur les bordures septentrionale et méridionale de la fosse, ainsi qu'à l'approche de la zone haute du Tamlelt, ces marnes passent à des barres de calcaires noirs, parfois massives, formation dite des calcaires à *Cancellophycus*, eux-mêmes riches en Ammonites et qui peuvent monter jusqu'à la partie inférieure du Bajocien.

Dans les monts des Ksour, le Toarcien et l'Aalénien ont été abondamment caractérisés paléontologiquement par G.B.M. Flamand (1911), au sein de calcaires noirs et grès à alternances de marnes plus ou moins durcies ; mais les données d'épaisseur font à peu près complètement défaut : celles-ci semblent néanmoins moins importantes que dans le Haut-Atlas (de l'ordre de 500 m à l'Ain-Ouarka).

2) Les **régions stables.** Elles coïncident *grosso modo* avec les Hauts-Plateaux : Meseta orientale au Maroc, Meseta oranaise en Algérie. Les dépôts du Toarcien y débutent fréquemment, au-dessus des calcaires et dolomies du Lias inférieur et moyen, par des couches argileuses rouges, parfois gypsifères, n'ayant livré que des *Hormoya* et des Trigonies (R. du Dresnay, 1967). Au-dessus s'étend la "dalle des Hauts-Plateaux" ou "dolomie des Hauts-Plateaux" : formation de dolomies, calcaires dolomitiques ou calcaires (parfois calcarénites), épaisse au maximum de quelques centaines de mètres. Du point de vue stratigraphique cette formation qui pourrait débuter dès la partie sommitale du Toarcien s'étendrait jusqu'au Bajocien. Une telle succession, connue en plusieurs points du territoire marocain (d'après R. du Dresnay : chaîne bordière nord du Tamlelt, Rekkam et plateaux de la Moulouya, ride des Trarit et dôme de Tendrara), a été également signalée en Algérie : dj. Hafid, dans l'Antar-Guettar (J.P. Bassoulet, 1968), Chott-Chergui (A. Cornet, 1951).

3) La **zone charnière** est marquée par un certain nombre de reliefs, déterminés en partie au moins par la présence d'importantes masses récifales ou dolomitiques : J. Mechkakour, J. Jellalib, J. Haounite, J. Klakh (en territoire marocain), djebel-Dough, djebel-Oust, djebel-Guettaï, (en territoire algérien). Ces dolomies récifales, étudiées très en détail au J. Mechkakour, couvrent l'Aalénien (passage de faciès et épaississement des calcaires à *Cancellophycus*) et une partie importante du Bajocien. Malgré l'analogie au moins approximative de position cette ligne récifale n'a pas reçu la même interprétation d'un côté et de l'autre de la frontière. Au djebel-Guettaï, pour W. Arkell et G. Lucas (1953), la ligne de récifs se serait constituée entre une zone deltaïque située au Sud et, au Nord, "une haute mer où se déposaient de puissantes dolomies". Au djebel-Mechkakour (R. du Dresnay, 1967), le récif se serait développé entre le *sillon marin atlasique* du Sud (fosse du Haut-Atlas) et la zone septentrionale, "zone de plateforme épicontinentale, de profondeur réduite, voire nulle *(restricted shelf)*, de type platier ou lagon côtier de grande étendue, dont la vitesse de sédimentation était faible . . . ".

4) Les **zones septentrionales,** au Nord des Hauts-Plateaux, se caractérisent au contraire par un passage à des sédiments de plus en plus épais et pélagiques, passage étudié et décrit en détail en particulier par G. Lucas (1942, 1952) : faciès néritique subrécifal ou littoral du Sidi-el-Abed, faciès néritique profond des horsts frontaliers, faciès bathyaux de la zone prétellienne, etc.

5) Deux faits méritent d'être signalés, que l'on peut mettre en relation avec l'importance dans la sédimentation argileuse dans le Lias supérieur. a) *L'apparition de grès dans les couches toarciennes* en particulier en de nombreux points du Maroc est un phénomène remarquable après la période de rémission quasi totale des apports détritiques du Lias inférieur et moyen ; b) *la réduction du domaine sédimentaire* est spectaculaire entre Lias inférieur-moyen et Lias supérieur ; les quelques gains dus à des transgressions locales du Toarcien ne sauraient la compenser (cf. pl. I, fig. 2 et pl. II, fig. I de G. Choubert et A. Faure-Muret, 1960-62).

C) BAJOCIEN, BATHONIEN ET CALLOVIEN

1) Dans les zones subsidentes du HAUT-ATLAS et du MOYEN-ATLAS, le Bajocien est représenté par une très forte épaisseur (jusqu'à 3 000 m) de *marnes vertes* à *Posidonia alpina* (marnes de Boulemane dans le Moyen-Atlas, marnes de Talsint dans le Haut-Atlas), admettant localement un certain nombre de barres calcaires et pouvant passer latéralement, sur les bordures de fosses, à des faciès calcaires moins épais. Au toit de ces marnes, tend à se généraliser à nouveau une sédimentation calcaire : c'est la *formation du calcaire corniche* (formation de Reifs dans le Moyen-Atlas ; barre d'Anoual dans le Haut-Atlas) ;

Source : MNHN, Paris

"ensemble de barres calcaires, dont l'épaisseur totale peut atteindre 100 m, à faune épirécifale de Polypiers, d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Brachiopodes" (R. du Dresnay, 1967, p. 4) dont *Flabellothyris oranensis* Flamand est un élément particulièrement remarquable. D'après les données paléontologiques les plus récentes *(ibid.)* cette formation daterait encore du Bajocien (Bajocien moyen en particulier).

Le Bajocien supérieur et surtout le Bathonien inférieur sont représentés successivement par : 1) les *"marno-calcaires à Pholadomyes"* qui consistent en une "formation mieux litée – que le calcaire corniche – de calcaire jaune-crème alternant avec des niveaux marneux", avec présence parfois d'une assise à *Ermoceras*, puis d'une assise à *Oxycerites* et *Thambites*, enfin une assise à *Parkinsoniidae, Morphoceras* et *Oraniceras*. 2) Les *"marnes à Rhynchonelles"*, lumachelles de Brachiopodes, avec apparition d'apports détritiques, représentant un faciès plus local. Ces deux formations sont particulièrement épaisses dans le bassin d'El-Mers (formation de Jbel-Bou-Akrabene et d'Ich-Timellaline).

Enfin le reste du Bathonien et une partie au moins du Callovien ont été caractérisés dans la *formation d'El-Mers*, localisés dans le cœur de certains synclinaux du Moyen-Atlas plissé : marnes et argiles vertes ou violacées, avec niveaux gréseux et même conglomératiques, à faunes de Lamellibranches saumâtres et gisements de Dinosauriens et rares Ammonites. Cette formation est l'équivalent des grès de Bou-Rached du Maroc oriental.

Parallèlement à cette apparition de sédiments détritiques, l'importance de la régression bathonienne sur une partie importante du territoire marocain est extrême (G. Choubert et A. Faure-Muret, 1960, p. 467) : y échappe principalement le domaine méditerranéen du Maroc oriental où persiste, tant dans la région de Guefaît qu'au Sud de Touissit, un Bathonien à Ammonites.

En TERRITOIRE ALGERIEN, le domaine épais du Haut-Atlas se prolonge dans les monts des Ksour où malheureusement les descriptions stratigraphiques publiées manquent encore de précision : près de l'Aïn-Ouarka, le Bajocien serait épais de près de 1 500 m (alternance de marnes, de calcaires marneux et de bancs de quartzites) et le Bathonien d'un peu moins de 500 m (calcaires à Echinodermes, Polypiers, Lagénidés, calcaires marneux, calcaires oolithiques ; rares passées de marnes et quartzites). Au-dessus, reposent un millier de mètres de séries gréso-argileuses avec, surtout vers la base, des intercalations dolomitiques et lumachelliques, ayant livré une faune d'interprétation stratigraphique difficile *(Protocardia tikechkachensis,* divers *Modiolus, Eomodion,* etc.). La présence d'une dalle calcaire localement bien datée du Callovien dans la région de Geryville – grâce à une faune d'Ammonites *(Kamptocephalites, Dolicephalites,* Perisphinctidés, etc. : A. Cornet, 1955) – et celle d'une dalle susjacente, d'âge kimméridgien (voir ci-dessous), suggèrent que ces séries gréseuses représentent du Callovien et de l'Oxfordien.

2) Le domaine des Hauts-Plateaux. A la partie supérieure de la dalle des Hauts-Plateaux, en particulier dans l'Ouest, apparaissent des marnes à *Flabellothyris oranensis*. Dans la partie centrale (Tendrara) des calcaires jaunes à *B. gallhausemi* semblent poursuivre en continuité la dalle des Hauts-Plateaux. Au-dessus – ou latéralement – les marno-calcaires à Pholadomyes sont aussi caractéristiques du domaine des Hauts-Plateaux – partie occidentale – que des fosses atlasiques. De l'autre côté de la frontière, au Chott-Chergui (Aïn-Skrouna), le Dogger ne serait représenté que par 200 m de calcaires, calcaires dolomitiques, ou dolomies. Au Callovien, argiles et grès avec persistance de certains bancs calcaires tendent à envahir l'ensemble des Hauts-Plateaux algériens, jusqu'à la zone prétellienne en direction du Nord : faciès de vasière "évoquant déjà le faciès deltaïque du Séquanien" (G. Lucas).

D) JURASSIQUE SUPERIEUR

Au MAROC les séries marines du Jurassique supérieur sont surtout localisées dans les régions côtières : bassin des Hahas, zone d'Oujda, poussant un prolongement vers le Moyen-Atlas. Or ces zones sont tes plus éloignées du domaine saharien ici étudié. En dehors de ces dépôts marins ou à influences marines, le Jurassique supérieur serait représenté par des grès rouges, formation continentale plus ou moins mal datée. Les affleurements dont la position a été schématisée par G. Choubert et A. Faure-Muret (1960, pl. III, fig. 5), constituent un certain nombre de cœurs synclinaux dans le Haut-Atlas ; ils prennent un certain développement le long de l'accident sud-atlasique et se retrouveraient dans la région de Figuig, "à l'emplacement de l'ancien golfe de Chebket-Fendi".

Sur le TERRITOIRE ALGERIEN, je rappelle que dans l'Atlas saharien (Monts des Ksour) Callovien et Oxfordien, épais d'un millier de mètres, sont coiffés par une dalle calcaire (50 m) attribuée au Kimméridgien. Au toit de cette dalle réapparaissent des grès continentaux, indistinguables des grès du Crétacé inférieur. Ces calcaires kimméridgiens s'amincissent vers l'Ouest et eux-mêmes se biseauteraient vers Forthassa au sein des grès continentaux.

Plus au Nord, dans la région du chott, le Callovien-Oxfordien-Lusitanien serait représenté par 500 m d'argiles rouges ou vert-foncé, intercalées de bancs de grès. Au-dessus le Kimméridgien consiste en une centaine de mètres de calcaires à *Ceromya,* Polypiers et Ourains. Puis réapparaissent les grès continentaux.

Plus au Nord encore la partie septentrionale des Hautes-Plaines a été décrite par G. Lucas (1952) : généralisation du faciès deltaïque à l'Oxfordien et au Séquanien jusqu'à proximité de Nemours et jusqu'à la latitude de Tiaret (grès du Bechtoute, grès interstratifiés dans l'ammonitico-rosso oxfordien à Bou-Rheddou – W. Arkell et G. Busson, 1955 –) ; il s'y substitue, au Kimméridgien-Portlandien, des dépôts marins épicontinentaux (dolomies, calcaires sublithographiques, calcaires argileux, marnes fossilifères) dont la barre carbonatée des Monts des Ksour n'était que le lointain biseau.

2. L'ALGERIE CENTRALE ET ORIENTALE

A) L'ATLAS SAHARIEN ET L'AURES

En ce qui concerne le **Lias**, les affleurements importants et les coupes complètes disparaissent à l'Est de l'Aïn-Ouarka, sous le coup de l'ennoyage général qui affecte l'ensemble des séries de l'Ouest vers l'Est. Rappelons l'existence de lambeaux remontés par le Trias diapir : calcaires à Ammonites toarciennes du Rocher de sel de Djelfa ; schistes toarciens à *Steinmania bronni, Phylloceras* et *Lytoceras* du diapir de Menaa.

Les affleurements du **Dogger** se font également rares et incomplets dans l'Atlas saharien à l'Est des monts des Ksour. Le *Malm*, sa partie supérieure surtout, affleure plus largement et son étude vient d'être renouvelée par des découvertes récentes. Au DJEBEL-EL-AZEREG de Laghouat (D. Basseto et F. Coumes, 1967) on a successivement : 1) 400 m d'Oxfordien supérieur faits de dolomies, cristallines ou gréseuses, fossilifères, avec chailles et avec passées d'argiles lie de vin, vertes ou ocres à miches calcaires, également fossilifères ; 2) un millier de mètres de grès et de quartzites qui pourraient représenter de

Source : MNHN, Paris

l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur ; *Pseudocyclammina jaccardi, P. virguliana* et *Valvulinella jurassica* étant présents dans des intercalations calcaires des 200 m sommitaux ; 3) 650 m de calcaires, calcaires dolomitiques et passées d'argiles sableuses sont attribués au Kimméridgien inférieur-moyen ; 4) 1 150 m d'argiles sableuses et gypseuses à intercalations calcaires correspondent au Kimméridgien moyen et, pour la partie sommitale, au Kimméridgien supérieur et au Portlandien ; 5) 30 à 40 m de calcaires (base de la "barre hauterivienne" *auctorum*) contiennent de rares Calpionelles du Portlandien supérieur et sont surmontés de calcaires renfermant une association de Foraminifères évoquant le Valanginien.

Dans la REGION D'AIN-RICH (P. Trémolières, 1968), le Jurassique supérieur est moins exceptionnellement épais et comporte nettement moins de passées détritiques. 1) 350 m d'Oxfordien supérieur sont d'abord visibles : marnes, calcaires fins et grès ; puis, surtout, barres de calcaire récifal et intercalations marneuses ; 2) 1 300 à 1 400 m d'alternances de marnes et de calcaires sublithographiques ou organogènes à *Calpionella alpina* et *Clypeina jurassica*, couvrent un intervalle stratigraphique allant de l'Oxfordien supérieur au Portlandien.

Dans l'AURES enfin (anticlinal du Djebel-el-Azereg), seuls affleurent les Kimméridgien-Portlandien-Berriasien épais au total d'un millier de mètres (R. Laffitte, 1939). 1) Le Kimméridgien inférieur est représenté par 300 m de marnes et calcaires argileux gris avec passées de brèches à Ammonites et blocs de faciès néritiques (Polypiers, Nérinées, Bryozoaires) et des calcaires noduleux à Ammonites ; 2) 400 m de marnes grises peu fossilifères sont attribués au Kimméridgien supérieur ; 3) Le Portlandien-Berriasien (250 à 300 m) est formé de dolomies au Sud-Ouest du Djebel-el-Azereg et de calcaires à *Perisphinctes, Himalayites*, Calpionelles et marno-calcaires, au Nord-Est.

Dans l'ensemble la répartition des épaisseurs semble individualiser un ombilic de valeur maximale dans la partie occidentale des monts des Ouled-Naïl (Djebel-el-Azereg de Laghouat). Quant au faciès son évolution est régulière et s'intègre à ce que l'on sait de l'ensemble de l'Afrique du Nord : très détritique vers l'Ouest, devenant néritique vers l'Est et enfin pélagique : l'ennoyage en direction orientale n'est pas seulement un trait structural actuel, il a commandé les caractères sédimentaires eux-mêmes.

B) LES HAUTS-PLATEAUX ET LES HAUTES-PLAINES

J'évoquerai ici surtout les monts du Hodna car la plupart des autres affleurements (Tifrit, Tagremaret, Nador, Bou-Rheddou, etc.) – hormis ceux d'Algérie occidentale, dont il a déjà été question –, situés en position pré-tellienne, sont particulièrement éloignés du domaine saharien.

Au préalable, on fera état de certains des résultats du **sondage de CED.1**, dans la région de Paul-Cazelles, malgré les incertitudes d'une partie des attributions stratigraphiques. 1) Le Pliensbachien-Sinémurien y serait représenté par 360 m de calcaires argileux à intraclasts, de calcaires pseudo-oolithiques, avec débris (Coelentérés, Echinodermes, Foraminifères, Ostracodes, Algues – *Paleodasycladus, Thaumatoporella* –) et calcaires récifaux – dont l'extension dans le Domérien n'est plus à souligner – ; 2) 50 m d'argiles un peu gréseuses avec niveaux à Radiolaires ont été attribués au Toarcien ; 3) 200 m de calcaires argileux (en microfaciès, calcaires à filaments), calcaires gréseux et argiles, constitueraient le Dogger (Aalénien – Bajocien – Bathonien) ; 4) 750 m de grès fins avec lits argileux et débris végétaux ont été attribués au Callovien ; 5) un millier de mètres d'argiles carbonatées pyriteuses puis 120 m de calcaires argileux à intraclasts (avec débris d'Echinodermes et Clypéines) correspondraient à l'Oxfordien et au Kimméridgien inférieur ; 6) 340 m d'argiles carbonatées ou pyriteuses, à rares passées calcaires, sont attribués – de par leur position – au Kimméridgien supérieur ; 7) 120 m de Portlandien, enfin, consistent en calcaires argileux, cryptocristallins et calcaires graveleux, à débris abondants. On constatera en particulier l'épaisseur exceptionnelle du Jurassique supérieur dans cette coupe des Hautes-Plaines, plus importante que celle visible sur la plupart des affleurements.

Dans les monts du **Hodna**, le massif du Bou-Taleb (J. Bertraneu, 1952, 1955) présente un Lias qui confirme l'extrême homogénéité de ce système : 1) Infralias (Rhétien et Hettangien) de calcaires compacts, calcaires bréchoïdes en plaquettes et dolomies (40 m) ; 2) Sinémurien *s.l.* (200-230 m), dolomies souvent bréchoïdes et calcaires saccharoïdes ou à grain fin ; 3) Pliensbachien (40 à 45 m), calcaire oolithique et calcaire sublithographique à Crinoïdes ; 4) Domérien inférieur (15 m), calcaires gris à grain fin, fossilifères, puis calcaires oolithiques ; 5) Lacune du Domérien moyen supérieur et du Toarcien inférieur ; 6) Toarcien moyen (5 à 8 m), marnes grises et rouges à *Hildoceras sublevisoni*. Le Jurassique moyen (y compris peut-être du Toarcien supérieur et de l'Aalénien) et le Callovo-Oxfordien ne sont plus représentés que par 70 m d'une série calcaréo-marneuse à Posidonomyes et *Cancellophycus*. Le Lusitanien-Kimméridgien (400 m) est représenté, au-dessus d'un Argovien à faciès *ammonitico-rosso*, par une série calcaréo-marneuse, avec nette prédominance des marnes au Kimméridgien supérieur. Le Portlandien et le Berriasien consistent en une alternance de calcaires et de marnes à Pygope, Ammonites et Calpionelles.

Les massifs de la région du **Corneille** (Tafourer, Messaouda, Mestaoua) se caractérisent par un Jurassique – moyen et supérieur surtout – encore moins épais et de faciès moins profonds, attestés en particulier par l'importance des dolomitisations. Faut-il mettre ces phénomènes en relation avec l'"axe Bone-Bellezma", siège d'amincissements et de modifications de faciès spectaculaires dans les séries crétacées ? Notons d'ailleurs qu'avec le Massif du Bellezma lui-même réapparaît une série – du Jurassique supérieur surtout – relativement peu épaisse et à faciès nettement pélagique par rapport même au Bou-Taleb ou à l'Aurès.

3. LA TUNISIE

A) LIAS

L'**Hettangien** n'a été signalé que dans les forages du Cap Bon où il est constitué de calcaires dolomitiques, oolithiques ou intraclastiques à Foraminifères.

Le **Sinémurien** et le **Pliensbachien** sont représentés de façon très générale par quelques centaines de mètres (au maximum : 640 m dans le Zaghouan) d'un *faciès littoral néritique* : calcaire dolomitique, massif, à Algues. Les apports terrigènes y sont inconnus. Une évolution régionale s'observe du Sud vers le Nord : 1) dans la région des chotts (forages de CF.1 et ZB.1), des inclusions d'anhydrite – évocation des faciès sahariens voisins – sont présentes dans les calcaires dolomitiques ; 2) en Tunisie centrale (forages de Souina, axe Nord-Sud) et sur le Sahel, la dolomitisation serait relativement poussée, sans pour autant faire disparaître complètement la présence des Algues ; 3) Les chaînons jurassiques (du djebel-Zaress

Source : MNHN, Paris

au djebel-Bou-Kornine d'Hammam-Lif par le Zaghouan) montrent encore ce faciès néritique littoral de calcaires dolomitiques massifs à Algues, Foraminifères – et localement Ammonites –.

A ces dépôts "littoraux" succède vers le Nord-Est un faciès mixte (*"littoral à incursions pélagiques"*) : calcaire massif gris ou noir avec silex à la partie supérieure des djebel-Raouas ou Aziz ; puis un *faciès pélagique*, dans le sillon tunisien, à Bou-Kornine de Pont-du-Fahs, avec des calcaires sombres bien stratifiés à lits de silex.

Le Domérien (=Pliensbachien) est localement identifiable, par exemple à Bou-Kornine d'Hammam-Lif où il est représenté par une trentaine de mètres de calcaires lités à silex, intercalés de fines couches d'argile, avec Lagénidés et débris d'Echinodermes. Le toit du Domérien comporte une riche faune marine (Coraux, Echinodermes, Gastéropodes, Ammonites) au djebel-Oust, entre les chaînons jurassiques et le sillon tunisien.

Le Lias supérieur (Toarcien) manquerait complètement dans le Sud (Chott-Fedjedj et en Tunisie centrale (So.1). Ailleurs, en général, seul le Toarcien supérieur serait représenté : au sein d'une série très dolomitisée dans l'axe Nord-Sud ; sous la forme de calcaires argileux et de calcaires lités, gris à noirs, à Radiolaires et microfilaments dans les chaînons jurassiques (épaisseur maximale : 83 m à Bou-Kornine) ; à l'Ouest des chaînons jurassiques, les calcaires toarciens sont indistinguables des calcaires aaléniens. On sait qu'à l'extrême Nord des chaînons jurassiques, le Toarcien inférieur apparaît enfin, entre Domérien et Toarcien supérieur, sous la forme de moins de 50 m de calcaires argileux à Lagénidés et débris phosphatés. Bref la nature lithologique et la faune confèrent au Toarcien un cachet moins néritique qu'au Lias inférieur et moyen.

B) DOGGER INFERIEUR (Bajocien – Bathonien inférieur)

L'Aalénien a été reconnu dans les chaînons jurassiques (Bou-Kornine d'Hammam-Lif) sous forme de 80 m de calcaires à silex, gris sombre, intercalés de marnes ; et plus à l'Ouest (Bou-Kornine de Pont-du-Fahs) sous un faciès similaire. Comme le Domérien et le Toarcien, l'Aalénien manquerait dans la région des chotts et en certaines parties au moins de la Tunisie centrale.

Le Bajocien est souvent mal distinguable du Bathonien inférieur. Tout à fait au Sud, dans la région des chotts – en transgression sur le Pliensbachien inférieur –, et dans le Sahel (forage d'ABK.1), c'est une alternance de calcaires argileux, quelquefois siliteux et de marnes. Puis dans l'axe Nord-Sud, au djebel-Nara, l'intervalle est représenté par des calcaires siliteux, intercalés de marnes siliteuses et contenant Radiolaires, spicules d'Eponges et quelques Ammonites bajociennes. Dans les chaînons jurassiques, la série la plus épaisse du Bajocien (200 m) a été mesurée au Bou-Kornine et comprend des calcaires argileux gris-bleu, lités, intercalés de marnes jaunâtres, avec Radiolaires et microfilaments ; au-dessus le Bathonien consiste en deux unités conglomératiques, à galets liasiques et matrice pélagique à microfilaments et Ammonites (70 m pour l'unité inférieure ; 30 m pour la supérieure), enserrant une série de calcaires argileux et de marnes à Ammonites. A l'Ouest des chaînons jurassiques ni Bajocien ni Bathonien ne semblent représentés, dans l'état actuel de nos connaissances.

C) BATHONIEN SUPERIEUR, CALLOVIEN, OXFORDIEN

Au chott Fedjedj et dans les puits du Sahel, cet ensemble est représenté par une épaisseur importante d'argiles (maximum : 1 380 m à ABK.1), intercalées de calcaires ou de sables. Des microfilaments existent à la partie inférieure ; des Foraminifères au-dessus *(Lenticulina, Epistomina)*. Dans la partie sud de l'axe Nord-Sud (djebel-Haouareb), Callovien et Oxfordien inférieur ont été identifiés par macrofaune et microfaciès. L'Oxfordien supérieur consiste en calcaires cristallins gris-bleu, intercalés d'argiles et renfermant *Peltoceras transversarium* et des Protoglobigérinidés. Au djebel-Nara, au contraire, la présence des mêmes étages ne peut être que supposée, à la partie inférieure des séries dolomitiques supérieures (dolomies de Nara). Dans les chaînons jurassiques, au Bou-Kornine d'Hammam-Lif, le Bathonien supérieur, le Callovien et l'Oxfordien inférieur seraient représentés par environ 200 m de calcaires argileux à siliceux ou limonitiques, intercalés d'argiles. L'Oxfordien supérieur consiste en une cinquantaine de mètres de calcaires rouges noduleux, pseudo-bréchiques, avec Ammonites, Radiolaires, Protoglobigérinidés et *Globochæte*. Le même faciès ammonitico-rosso (1) de l'Oxfordien supérieur existe à l'Est des chaînons jurassiques (Hammam-Jedidi, Mdeker, forage de CB.1 au Cap Bon) tandis qu'à l'Ouest (djebel-Oust, djebel-Aziz, Bou-Kornine de Pont-du-Fahs, djebel Raouas) se présente un faciès d'argile rouge tachetée, à Radiolaires.

D) KIMMERIDGIEN – PORTLANDIEN

Dans la région la plus méridionale (forages du Chott-Fedjedj, de Djerba, d'ABK.1) ces deux étages seraient représentés par d'épaisses séries de calcaires à pelotes, ou de calcaires sableux, oolithiques, parfois dolomitisés, à très rares intercalations d'argiles vertes. On signale des Pseudocyclammines, des Clypéines, *Kurnubia jurassica* et, plus haut, *Iberina lusitanica*. Sur l'axe Nord-Sud, ces mêmes étages seraient formés par la partie supérieure de la dolomie de Nara et une partie des couches marneuses sous-jacentes. Dans la partie septentrionale enfin, le sommet du Jurassique affecte localement un faciès récifal, entre le djebel-Ressas, et Mdeker et entre le djebel-Zaghouan et Hammam-Jedidi : calcaires bioclastiques, massifs, peu stratifiés, à Coelentérés, Rudistes, Nérinées, Crustacés, Serpules, Algues encroûtantes. Mais en général c'est un faciès pélagique qui se développe à ce niveau : calcaires bien stratifiés, parfois noduleux, intercalés de marnes à djebel-Zaress, dans les chaînons jurassiques (avec Ammonites, *Saccocoma, Globochæte*, Radiolaires et Tintinnidés) ; et à l'Ouest des chaînons jurassiques, couches à Ammonites pyriteuses au djebel-Oust et au djebel-Raouas, Tintinnidés au djebel-Amar, etc.

(1) Vers le Sud, So. 1 est le point le plus méridional où existent des faciès rouges : 70 m de calcaires argileux rouges et d'argiles à Protoglobigérines.

Source MNHN, Paris

VII. CONCLUSIONS GENERALES

Toute tentative de synthèse du Jurassique de l'Afrique du Nord-Ouest est encore condamnée par la trop mauvaise qualité des définitions stratigraphiques du domaine saharien, elle-même imputable à la rareté de la faune : les coupes peuvent être connues à une couche près, on ignore dans ce domaine saharien où débute et où se termine réellement un sous-système comme le Lias. Ne parlons pas des étages... De ce fait toute reconstitution paléogéographique générale est impossible et seuls quelques grands traits pourront être esquissés.

En BERBERIE le Lias inférieur et moyen possède une individualité indiscutable des faciès, à travers des variations d'épaisseur considérables : faciès "néritique littoral", de calcaires et calcaires dolomitiques massifs, à Algues, d'énorme extension depuis le Sahel tunisien jusqu'à la Meseta atlantique ; faciès plus pélagique, de calcaires noirs, parfois à silex, séparés par des lits d'argiles, aussi bien sur les confins telliens (sillon tunisien et bordure méditerranéenne en général) que dans les régions subsidentes du Moyen-Atlas plissé et du Haut-Atlas. Les dépôts détritiques ne sont pas rigoureusement inconnus dans les couches de cet âge ; mais, statistiquement, leur importance est nulle.

On sait que le Lias supérieur, après une lacune relativement fréquente du Toarcien inférieur, est souvent moins carbonaté, plus argileux ou, du moins, moins néritique que les étages sous-jacents : marnes toarciennes et aaléniennes parfois très épaisses d'une partie du Haut-Atlas, couches argileuses rouges de la base de la série jurassique dans les Hauts-Plateaux algéro-marocains ou les monts du Hodna ; calcaires argileux, calcaires noirâtres, souvent lités, plus ou moins intercalés d'argiles, du Toarcien et de l'Aalénien d'une partie importante du domaine de la Berbérie, depuis la Tunisie jusqu'aux monts des Ksour et aux zones périphériques de la fosse du Haut-Atlas ; enfin dalle dolomitique – surtout d'âge aalénien et également bajocien – sur les Hauts-Plateaux algéro-marocains, en des points si nombreux du territoire marocain et sur l'axe Nord-Sud tunisien. Les passées sableuses ou gréseuses ne sont pas encore fréquentes, mais elles n'ont plus le caractère de rareté extraordinaire qu'elles avaient dans le Lias inférieur-moyen : évolution parallèle à l'enrichissement en dépôts argileux.

Au Bajocien enfin les sédiments argileux peuvent encore avoir une importance considérable : extension et parfois épaisseur exceptionnelles des marnes à *Posidonia* – souvent coiffées par le calcaire corniche – d'une grande partie du Maroc et d'Algérie occidentale ; forte épaisseur également de marnes, calcaires et grès des Monts des Ksour. Les épaisseurs s'amenuisent et les faciès sont plus calcaires, en général, en territoire algérien. Tandis qu'en Tunisie atlasique le Bajocien est souvent constitué de calcaires argileux, parfois pélitiques, intercalés de marnes.

Même ces grandes subdivisions (Lias inférieur-moyen ; Lias supérieur ; Bajocien) ne peuvent malheureusement être localisées dans la SERIE SAHARIENNE. Néanmoins la considération globale du Lias-Dogger inférieur saharien enrichit singulièrement le panorama paléogéographique que permettaient d'esquisser les données de Berbérie. Car le domaine saharien par sa superficie est comparable à celui de la Berbérie. Quant aux faciès découverts, il ne s'agit pas d'une simple réplique des faciès observés en Berbérie ; mais d'une succession *originale*. Le classement des faciès globaux de ce Lias-Dogger saharien s'établit ainsi du Nord vers le Sud : marnes marines dominantes, calcaires, dolomie, anhydrite importante, sel en quantité notable, enfin argiles rouges à caractère continental. Est-il besoin de rappeler que cette succession est absolument singulière pour le Jurassique d'Afrique du Nord-Ouest ; qu'elle est surprenante par la régularité et l'ampleur du classement ; qu'elle est riche d'enseignements du point de vue des phénomènes sédimentaires.

Si la plateforme saharienne représente la partie la plus soumise aux influences continentales du domaine mésogéen, ces influences, au Lias-Dogger inférieur, se sont traduites par une prodigieuse sédimentation évaporitique, mais non point par le développement de couches détritiques importantes. Cette extrême originalité par rapport aux séries très habituellement carbonatées et argileuses du Lias et du Dogger inférieur suggère de parler, ici encore, de *faciès saharien*.

Le Bathonien de BERBERIE ne s'individualise pas toujours nettement, sa partie inférieure se distinguant mal localement du Bajocien, et parfois, sa partie supérieure, du Callovien. Au Maroc, deux caractéristiques sont frappantes : 1) régression sédimentaire ; 2) dans le domaine sédimentaire résiduel, apparition fréquente sinon généralisée de passées détritiques, accompagnant les faciès argileux et néritiques prédominants. Les mêmes faciès, avec des épaisseurs encore fortes, s'observent dans les monts des Ksour ; alors qu'ailleurs en Algérie (Chott-Chergui, CED.1, Monts du Hodna), le Bathonien est en général moins épais et les faciès carbonatés y ont plus d'importance. Sur le territoire tunisien, les faciès et les épaisseurs ont une grande diversité, mais les conglomérats de Bou-Kornine et l'existence de passées sableuses dans le Sahel sont des éléments tout à fait nouveaux par rapport aux couches sous-jacentes.

Par rapport à ces faits le parallélisme de l'évolution des FACIES SAHARIENS est tout à fait remarquable. Dans une grande partie des logs sahariens, le Bathonien, c'est le premier intervalle nettement

Source : MNHN, Paris

conducteur, c'est-à-dire qu'il se présente comme une passée d'argile exceptionnelle pour la série ; c'est en même temps, dans ce domaine saharien, la première réapparition de sédiments détritiques (grès de Techout) après une éclipse qui durait depuis le Trias supérieur. Le classement des faciès dominants reste aussi admirablement progressif, mais les constituants ont changé et leur disposition également : envahissement par le sable de tout l'Ouest et le Sud, ainsi qu'apports détritiques non négligeables dans le Nord-Est ; argile tout à fait prépondérante dans plus de la moitié du domaine, côté continent ; évaporites – désormais restreintes à l'anhydrite – dans un secteur relativement limité ; carbonates dominants dans toute une bande septentrionale et nord-orientale.

Ce n'est sans doute point par hasard que ces changements sédimentaires et paléogéographiques importants de la fin du Lias-Dogger inférieur trouvent leur réplique dans l'évolution des flores continentales : Y. Reyre (1970) a découvert, au cours de son étude palynologique du Mésozoïque saharien, l'apparition d'une extrême diversification de la flore au sommet de l'intervalle Lias-Dogger inférieur.

Dès le Callovien la régression s'accentue au MAROC ; puisque les témoins de cet étage (comme ceux des étages suivants du Jurassique supérieur) semblent cantonnés – hormis les affleurements côtiers des régions méditerranéennes ou atlantiques – dans le cœur de certains synclinaux du Moyen-Atlas plissé (formation d'El-Mers *pars*) et du Haut-Atlas : marnes et argiles et niveaux gréseux ou même conglomératiques, avec passées à faune saumâtre ou continentale. Le Jurassique supérieur ne serait plus représenté – à l'exception toujours des régions côtières – que par des grès rouges continentaux.

En ALGERIE et en TUNISIE, le Callovien a été identifié en de nombreux points : il ne semble pas qu'il y ait eu un domaine exondé aussi vaste qu'au Maroc. Mais les faciès restent souvent très "régressifs" : épaisse série gréso-argileuse des Monts des Ksour avec une seule passée calcaire à Ammonites importantes, faciès de vasière des Hauts-Plateaux "évoquant déjà le faciès deltaïque du Séquanien" ou faciès gréseux à débris végétaux de Cedraïa ; argiles intercalées de calcaires et de sables dans le Sahel tunisien, etc.

Quant au Jurassique supérieur (Oxfordien – Lusitanien – Kimméridgien – Portlandien) algéro-tunisien, il reste épais et très deltaïque tout à fait au Sud-Ouest (Monts des Ksour) avec une simple passée calcaire marquant l'apogée de la transgression marine kimméridgienne. Vers le Nord la part des sédiments deltaïques décroît, se cantonnant à la partie la plus basse de l'ensemble, tandis que les faciès marins épicontinentaux tendent à envahir toute la partie supérieure du Jurassique supérieur. Plus à l'Est, les sédiments détritiques ont largement atteint la fosse des Oulad-Naïls : sur plusieurs milliers de mètres, ils alternent avec des dépôts marins à caractère littoral ou néritique prononcé, tant dans l'Oxfordien et le Lusitanien que le Kimméridgien. On sait enfin que dans les Monts du Hodna, les régions aurasiennes, la Tunisie atlasique les intercalations détritiques ont pratiquement disparu : le Jurassique supérieur est marin, souvent même à faciès pélagique franc.

Le parallélisme entre l'évolution de la Berbérie et celle de la PLATEFORME SAHARIENNE me semble s'accentuer encore au Callovien et au Jurassique supérieur dans son ensemble. La répartition du domaine sédimentaire lui-même manifeste une analogie : l'occident de la Berbérie (Maroc central surtout) est en grande partie exondé, comme devaient être exondées les régions occidentales sahariennes – à l'Ouest de la Saoura par exemple –. Se moulant sur cette répartition du domaine sédimentaire et des terres émergées, la répartition des dépôts détritiques, plus abondants à l'Ouest qu'à l'Est, offre également un certain parallélisme, sur la plateforme d'une part, en Berbérie d'autre part. Notons néanmoins que, dans l'ensemble, le Jurassique supérieur voit l'arrivée et l'épandage sur la plateforme saharienne de corps sableux de plus grande importance et de plus vaste extension que ceux du Bathonien. En même temps, il s'agit de l'époque où les influences marines (faune, faciès de calcaires marins) sont les plus prononcées, soit au Callovien (ex : Sud-tunisien), soit au Jurassique supérieur dans l'ensemble (Province septentrionale) : les évaporites – quelques bancs d'anhydrite – s'y trouvent considérablement restreintes géographiquement et stratigraphiquement sur la plateforme saharienne. Le Callovien et le Jurassique supérieur, malgré l'importance inaccoutumée des apports détritiques qu'ils contiennent, ont été le siège d'une des plus grandes transgressions *marines* du Mésozoïque : transgression marine qui ne sera dépassée, en extension géographique globale au moins, que par celles du Crétacé supérieur.

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE IX

"BARREMIEN"

I. INTRODUCTION

La présence du Crétacé inférieur dans son ensemble a été supposée de longue date au SAHARA ALGERIEN, contrairement à ce qui s'est passé pour le Trias et le Jurassique. Mais d'emblée les confusions stratigraphiques qui régnaient dans l'Atlas saharien se sont répercutées au Sahara, l'ensemble des faciès détritiques (grès à dragées) du Crétacé inférieur étant attribué au seul étage Albien (Pomel, 1876 ; Peron, 1883 ; Ritter, 1902 ; Flamand, 1911 ; Savornin, 1919 à 1947). Dès 1947 pourtant, A.F. de Lapparent écrivait : "on doit considérer désormais les grès à dragées du Gourara, du Touat et du Tidikelt comme *un faciès continental de type wealdien, couvrant tout le Crétacé inférieur et lui seul*". C'est là approximativement la position adoptée par les auteurs suivants (A. Cornet et N. Gouskov, 1952 ; R. Karpoff, 1953). Restait un point capital : en l'absence de toute identification de la barre aptienne, le Barrémien ne pouvait être individualisé. Les sondages d'exploration pétrolière en retrouvant ce repère – très analogue à ce qu'il est dans certaines régions atlasiques méridionales – et en permettant de le suivre jusque sous la hamada de Tinrhert, aboutissaient au contraire à différencier un ensemble barrémien des étages sus-jacents, à certaines approximations près (voir ci-dessous).

Aux affleurements du SUD-TUNISIEN, les grès barrémiens, représentés de façon spectaculaire au Sud de Touil-el-Hira, ont été le plus souvent attribués à tort au Cénomanien ou à l'Albien : l'identification de la barre aptienne au-dessus de ces grès (G. Busson, Ph. Dufaure et G. Foury, 1966) remettait en cause cette attribution et me permettait de proposer dès 1967 un levé géologique (pl. h.t.) et une description de l'ensemble attribué dès lors au Barrémien-Aptien inférieur (p. 109-120).

II. LIMITES ET AGE DE LA SERIE

1) La LIMITE INFERIEURE a déjà été définie et examinée à propos de l'intervalle précédent. Je rappelle deux points d'importance capitale. 1) Il y a d'abord la continuité remarquable de certains horizons sous-jacents à ces grès grossiers "barrémiens" ; par exemple ces quelques dizaines de mètres d'argiles vertes, si continues dans la partie orientale du domaine étudié (tant dans les sondages algéro-tunisiens qu'aux affleurements de la grande falaise entre Dakar et Djeffara). Cette continuité suffit pour établir que la *concordance est de règle* – au moins dans le domaine qui a été préservé de l'érosion – entre ces grès "barrémiens" et le Néocomien sous-jacent. 2) Ces grès barrémiens sont dépourvus de tout fossile à valeur stratigraphique : on notera, à propos de la limite inférieure, que le Néocomien sous-jacent est parfois singulièrement réduit, par exemple dans la Province septentrionale où la plus grande partie de l'intervalle Jurassique supérieur-Néocomien a livré en fait des faunes d'âge jurassique. Et l'on peut alors se demander si ces grès grossiers, qui rappellent effectivement le Barrémien d'une partie de l'Atlas saharien, ne représenteraient pas aussi en réalité une partie du Néocomien, par exemple l'Hauterivien souvent plus détritique et moins marin que le Valanginien (Aurès).

2) La LIMITE SUPERIEURE correspond à un contact lithologique particulièrement net : toit des grès grossiers surmontés par les carbonates ou les argiles de la "barre aptienne". Ce contact semble représenter une surface synchrone dans la plus grande partie au moins de son aire d'extension saharienne. Mais les attributions stratigraphiques sont probablement moins schématiques. Au Nord de notre zone d'étude, dans les monts des Ouled-Nails et dans l'Aurès par exemple, on assiste, du Nord vers le Sud, à l'envahissement progressif de la partie inférieure de l'Aptien par des faciès détritiques indistinguables du Barrémien ; seul l'Aptien supérieur

Source MNHN, Paris

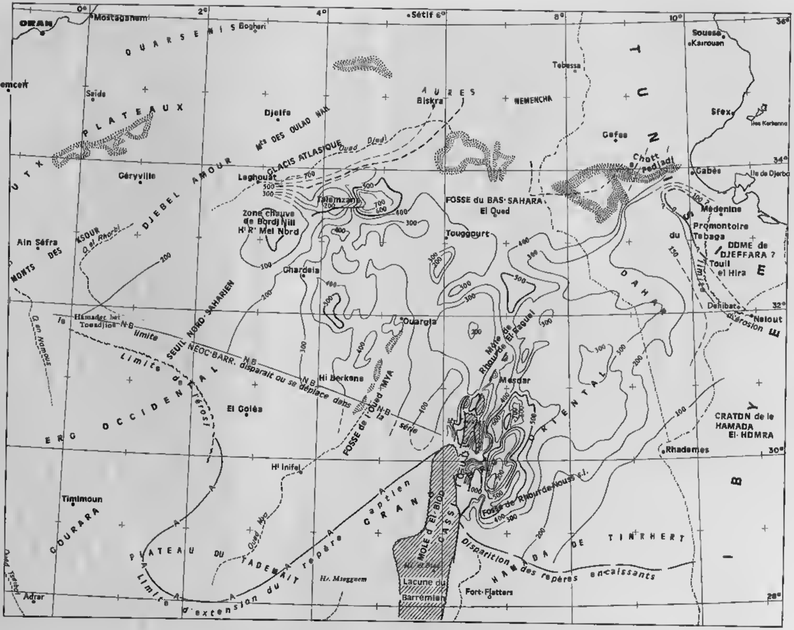


Fig. IX.1. — Carte en isopaques du "Barrémien" de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien), équidistance 100 m.

Source : MNHN, Paris

subsiste sous la forme d'une barre carbonatée. Il semble plus que probable que les conditions soient les mêmes au Sahara où la succession est rigoureusement homologue ; d'ailleurs l'épaisseur de la barre aptienne est considérablement moins importante que celle des grès sous-jacents.

Au total, le "Barrémien" examiné dans ce chapitre peut comprendre une partie du Néocomien et comprend très probablement de l'Aptien inférieur à son sommet.

III. LES EPAISSEURS (fig. IX.1 et XI.1)

La répartition des épaisseurs de la formation des grès barrémiens est exprimée par la carte ci-jointe (fig. IX.1). L'aspect de cette carte diffère de façon frappante de celui des cartes précédentes. Une partie de ces différences provient du mode d'élaboration de la carte : les courbes en isopaque ne résultent pas — comme habituellement — d'une simple interpolation entre les valeurs fournies par chaque sondage ; opération qui est à coup sûr extrêmement simplifiante et schématisante. Dans le cas particulier du Barrémien, on a pu tenir compte des données issues de l'exploration sismique : les épaisseurs de l'ensemble envisagé résultant d'une différence entre les cotes d'horizons approximativement encaissants. Dès lors la localisation des données n'est plus ponctuelle mais correspond à tout un réseau de profils couvrant d'un quadrillage parfois serré le territoire étudié (1). Il n'est pas étonnant dans ces conditions que le résultat obtenu consiste en une image plus proche de la réalité qu'habituellement et par conséquent plus complexe. A cette raison *artificielle*, s'ajoute très certainement une raison naturelle : le "Barrémien" a vu succéder aux subsidences très homogènes des périodes précédentes l'apparition de mouvements différentiels d'une importance exceptionnelle pour ce Mésozoïque saharien.

Bien des unités régionales rappellent néanmoins des traits déjà connus. Le seuil nord-saharien, parfaitement individualisé par de nombreuses valeurs, prolonge le Grand Erg occidental, détermine la remarquable zone chauve de Bordj-Nili — Hassi-R'mel Nord — où la formation disparaît radicalement — et existe encore dans la région de Talemzane. Nous sommes là pourtant à proximité du "glacis atlasique" par lequel on passe de ces faibles valeurs aux très fortes épaisseurs des Oulad-Naïls et du djebel-Amour. Différentes zones relativement épaisses s'individualisent sur les parties septentrionale ou centrale du domaine étudié. L'une est à noter qui suit à peu près le cours du haut oued-Mya. C'est là un trait relativement nouveau, mais qui ne fera que s'affirmer : la subsidence dans cette région est exceptionnelle à l'Albien, elle est notable au Sénonien, existante à l'Eocène et c'est une zone d'effondrement récent (faille dans le Quaternaire des berges de l'Oued Mya à la latitude d'Hassi-Berkane).

La région du Sud-Est est la plus intéressante ; le môle d'El-Biod, dépourvu de Barrémien, se prolonge par les structures chauves du Gassi-Touil, puis par les structures qui s'égrènent vers le Nord — Nord-Est (Messdar, Rhourde-el-Baguel) constituant la véritable arête faîtière de cette partie centrale de la plateforme saharienne. Mais la découverte la plus extraordinaire des travaux de sismique, dans ce secteur, est la mise en évidence d'énormes épaisseurs de Barrémien — parfois supérieures à 1 000 m — qui jouxtent immédiatement les structures ascendantes les plus nettes : par exemple à l'Ouest d'Hassi-Touareg ou à l'Ouest de Rhourde-Nouss (voir fig. XI.1, bloc inférieur). Le dispositif ainsi réalisé n'est pas sans évoquer le jeu concomitant d'un système de cordillères et d'avant-fosses . . .

Les amincissements sont au contraire lents et progressifs sous la hamada de Tinrhert et dans les régions les plus méridionales du Sud-tunisien (abords du craton libyen).

Par ailleurs aux affleurements du Sud-tunisien, j'ai décrit (1967) le biseautage des grès barrémiens à la latitude de Touil-el-Hira, son absence vraisemblablement originelle sur le môle de Tebaga, extrémité nord-ouest d'un dôme de Djeffara dont l'existence est seulement possible au Barrémien mais s'affirmera à l'Apto-Cénomanien. Au Nord du Tebaga le Barrémien gréseux réapparaît sous l'Aptien carbonaté et atteint rapidement des épaisseurs importantes (Chott-el-Fedjadj).

IV. LES FACIES

1) EN SONDAGES

Par son faciès, le Barrémien de cette plateforme saharienne diffère radicalement des intervalles précédents, du Jurassique et de la base du Crétacé inférieur. Il n'y a plus à ce niveau un classement, de la

(1) En réalité, le document original utilisé portait sur l'ensemble du Barrémien et de l'Aptien ; ses données ont pu être exploitées pour exprimer l'évolution des épaisseurs du seul Barrémien, étant donné l'épaisseur très faible et relativement constante de la barre aptienne.

Source : MNHN, Paris

direction de la Mésogée à celles des aires continentales, pouvant aller d'une extrémité à l'autre des carbonates francs et exclusifs, ou des évaporites, à des sédiments détritiques homogènes : du Sud vers le Nord l'intervalle rapporté au Barrémien se présente comme une masse sablo-argileuse, comme *une immense nappe d'épandage détritique* qui a éliminé pour un temps les sédiments marins à caractère chimique ou organique. Pour la première fois, dans cette histoire mésozoïque, la monotonie du faciès est telle qu'elle décourage une expression par triangle ou tétraèdre de lithofaciès : deux cartes de pourcentages (*op. cit.* fig. 80 et 81) suffiront pour exprimer les faibles variations de pourcentages des sables et des quelques bancs carbonatés résiduels, ou du moins celles de ces variations qui m'ont paru s'ordonner avec une certaine logique.

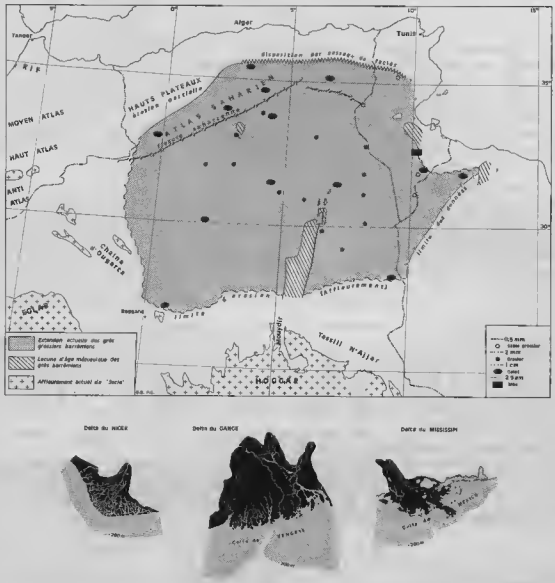


Fig. IX.2. – Carte d'extension résiduelle du Barrémien gréseux sur la plateforme saharienne et les parties algérienne et tunisienne de la Berbérie, avec indications ponctuelles du grain le plus grossier signalé dans des coupes réparties dans l'ensemble du domaine : on notera l'extension prodigieuse de cette nappe d'épandage détritique et la très vaste répartition – difficilement explicable – de quartz très grossiers dans cette nappe, parfois fort loin des régions les plus voisines susceptibles d'avoir alimenté cette sédimentation détritique. A la même échelle et pour comparaison, carte schématique de trois grands deltas actuels, y compris la partie sous-marine située au-dessus de la profondeur – 200 m. N.B. : Au Nord du domaine d'extension de la nappe détritique, la mention "disparition par passage de faciès" doit être complétée par : "à des sédiments fins".

Source MNHN, Paris

Les **éléments détritiques** – non compris les argiles –, sables et grès, représentent donc toujours une fraction très élevée de l'intervalle total. Non seulement ils ne s'amenuisent pas de façon spectaculaire dans l'extrême-Nord, mais il apparaît même – dans cet extrême-Nord – d'un bout à l'autre du Sahara (depuis la corne nord-est du Grand Erg occidental, la région de Tougourt et le centre du Dahar) une large bande où ces sédiments détritiques sont exceptionnellement abondants, dépassant partout 75 % de la série (*op. cit.* fig. 80). Cette zone septentrionale très détritique ne va pas sans poser des problèmes ; car une alimentation en provenance du Nord paraît surprenante dès lors que ce Nord (confins atlasiques et Berbérie) apparaît lui-même très largement acquis au domaine sédimentaire.

La répartition du grain est également remarquable. Certes on est déjà surpris de rencontrer une extrême abondance des sables moyens à très grossiers, voire même des dragées de quartz, sur les "marges continentales", Grand Erg occidental, Sud du Gassi-Touil, Tinrhert ; alors que la distance est déjà élevée jusqu'aux premiers affleurements possibles de socle à quartz filonien, capables d'avoir alimenté une telle sédimentation. Mais il est encore plus frappant de rencontrer, parfois encore en abondance, très grossiers, passées de graviers, dragées de quartz sporadiques dans pratiquement toutes les autres provinces : Grand Erg oriental, Sud-tunisien, ensemble de la Province septentrionale. Nous reviendrons ci-dessous sur le caractère un peu énigmatique d'une telle répartition des éléments grossiers au cœur même du bassin sédimentaire . . .

Ces couches détritiques ont pu rester à l'état de sables ou se trouver consolidées en grès par un ciment argileux ou carbonaté ; plus rarement par des ciments ferrugineux ou anhydritiques. Les premiers sont particulièrement intéressants parce qu'ils suggèrent des phases d'émersion – ou proches de l'émersion – avec les phénomènes de battement de nappes, dont elles peuvent s'accompagner. Cette même fraction détritique existe également disséminée dans les autres faciès : argiles pélitiques, sableuses, argiles à gravillons de quartz, dolomies gréseuses, etc. Enfin il faut rappeler la trouvaille de grès arkosiques dans la région de Tougourt ; découverte étonnante car l'on n'en conçoit simplement ni la formation sur place, ni les modalités d'un transport depuis les affleurements de socle qui pourraient en être à l'origine.

Les données n'abondent pas sur les argiles, dont l'importance quantitative est cependant primordiale : argiles rouges ou rouge-brique, parfois vertes ou grises, le plus souvent pélitiques (silteuses *auctorum*) ou sableuses, parfois dolomitiques, plus rarement anhydritiques ou ferrugineuses (argiles limonitiques). L'hypothèse de phénomènes de gleyfication a pu être émise à propos d'argiles d'Hassi-Amrane, en position très septentrionale.

Les **carbonates** infiniment moins importants qu'aux époques précédentes, ont une répartition particulièrement simple. En pourcentages (épaisseur cumulée des bancs individuels rapportée. à l'épaisseur totale), ils n'atteignent ou ne dépassent 10 % que dans un secteur très limité au Nord-Est du domaine étudié (*op. cit.* fig. 81) : centre de la région des Daïas, Nord du Mzab. Lithologiquement il s'agit de dolomies, cristallines ou fines, souvent gréseuses, parfois argileuses ; de calcaires dolomitiques pouvant renfermer des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes, des Ostracodes ; on a signalé aussi des calcaires roses évoquant des faciès lacustres, etc. Ces mêmes carbonates ne représentent qu'un faible pourcentage (inférieur à 10 %) dans le reste du domaine étudié ; ils disparaissent sur les marges du bassin.

L'**anhydrite**, en dehors d'une fraction sporadique dans les grès et les argiles, peut apparaître encore en bancs individualisés dans un certain nombre de forages disséminés sur la plateforme saharienne. Je rappelle que la pyrite et le lignite sont signalés avec une certaine fréquence dans les différents faciès de l'intervalle.

En dehors de cette évolution des constituants considérés globalement, il faut signaler que deux séries successives peuvent s'individualiser dans ce Barrémien gréseux. C'est ainsi que dans l'Est du Grand Erg oriental (d'Had.1 – coord. V 6 – aux confins du Tinrhert, à ZB.1 – coord. W10 –, à la latitude de Tougourt) se succèdent une série inférieure très gréseuse et très grossière et une série supérieure, plus argileuse. La régularité de cette succession mérite d'être notée ; car *elle évoque un épandage par feuillets successifs généralisés ; et non point le dépôt de prismes sédimentaires se déplaçant, se succédant et se relayant géographiquement au fur et à mesure de l'écoulement du temps.* L'argument est d'autant plus important que dans l'impossibilité de définir des horizons-repères de vaste extension dans une telle série argilo-gréseuse, les deux types de sédimentation pouvaient être imaginés avec autant de vraisemblance.

2) LES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN

Le "Barrémien" apparaît dans la grande falaise à la latitude de Touil-el-Hira ; il s'épaissit très rapidement vers le Sud et vers l'Ouest jusqu'à atteindre une épaisseur de 80 à 100 m qu'il conserve de façon très constante jusqu'à la frontière tripolitaine et même au-delà. La série débute très régulièrement, au-dessus des argiles vertes du Néocomien, par un conglomérat, remarquable aussi bien par son rôle morphologique que par la grossièreté de ses éléments. Dans la coupe-type de la cote 565 (Bateun-el-Rhezel), les galets sont parfois décimétriques, de

Source : MNHN, Paris

forme très hétérogène (bien roulés à anguleux), de nature variée (quartz, quartzites, silex et nombreux fragments de bois silicifiés). Au-dessus, il s'agit de sables grossiers, sables blancs ou jaunâtres, avec lits de gros quartz et de galets d'argile, contenant en abondance de gros troncs silicifiés, caractérisés par la fréquence des stratifications inclinées et des ravinements. Plus haut, dans la série, apparaissent des argiles rouges et un banc de cargneule, toujours en alternance avec des sables plus ou moins grossiers ; au sommet, enfin, les éléments détritiques deviennent plus fins et admettent des micas et de plus en plus d'argiles.

J'ai souligné précédemment (G. Busson, *op. cit.*) que l'abondance des éléments grossiers, l'ampleur des phénomènes de ravinement, de creusement, le remaniement d'énormes blocs d'argiles évoquent des conditions *diluviennes* exceptionnelles, au moins sporadiquement ; les débordements catastrophiques, les irruptions brutales, dues, soit à des ruptures de levées soit à des augmentations soudaines et considérables du débit, ont dû alterner avec des périodes à sédimentation plus calme, correspondant à des débits d'étiage ou à un site abrité. Les conditions *continentales* du dépôt sont suggérées à la fois par les caractères lithologiques, par la rareté de la dolomie et du gypse, par l'absence du moindre débris d'organismes marins, les seuls restes organisés étant représentés par des débris de bois et des restes de Vertébrés, Crocodiles en particulier. Enfin, les conditions *sub-aériennes* que rend très plausibles la description ci-dessus, ont dû alterner avec des phases d'émersion ou à la limite de l'émersion, ainsi que de nombreuses observations le suggèrent : présence de dreikanters et de galets patinés, phénomènes de gleyfication, argiles fendillées dont l'imprégnation par une boue dolomitique fournit des cargneules, etc.

Enfin, je rappellerai les différences importantes qui séparent ces grès barrémiens des sédiments du Jurassique supérieur-Néocomien sous-jacent : matériel grossier ou très grossier ayant remplacé les éléments fins et homogènes ; argiles rouges au lieu des argiles vertes, absence des gypses et des dolomies, sauf sous forme de ciment. En outre, je rappellerai que ces grès grossiers barrémiens reposent en concordance parfaite sur les argiles vertes qui couronnent le Néocomien ; et qu'ils supportent également en concordance et en continuité de sédimentation les carbonates de l'Apto-Cénomanien, ici réduit à une unité lithologique uniforme. La lacune du Barrémien au Nord de Touil-el-Hira ne paraît pas due à l'érosion, mais semble *d'origine* : je l'ai imputée au jeu du môle du Tebaga *s.l.*

Une conclusion s'impose au terme de ce rapide examen du Sud-tunisien : aux époques précédentes du Mésozoïque, cette province se caractérisait pratiquement tout le temps par l'apparition d'influences marines assez nettes ; celles-ci d'importance au moins égale aux phénomènes de même nature qui se localisent dans le Nord du Sahara algérien (région de Lg.1 – coord. R9 – ou de Bordj-Nili par exemple). Au contraire, au "Barrémien", la série du Sud-tunisien est envahie par des grès particulièrement abondants et particulièrement grossiers. Bref, les influences mésogéennes s'estompent de cette province, plus encore qu'elles ne le font par exemple du Nord du Sahara algérien : indice non douteux de changements paléogéographiques importants dans ce Sud-tunisien ou à proximité.

V. CONCLUSIONS

Le Barrémien représente – en dehors du Trias gréseux – la **nappe d'épandage détritique la plus remarquable du Mésozoïque par son épaisseur, par son extension géographique, par l'importance du matériel gréso-sableux, par la grossièreté du grain qui la compose** (fig. IX.2). J'ai évoqué, à propos des observations faites aux affleurements du Sud-tunisien, les conditions diluviennes exceptionnelles auxquelles il faut faire appel pour rendre compte de certains de ces caractères. Seul un cours violent et *chenalisé* semblerait d'ailleurs capable d'assurer le transport d'un matériel grossier, dont l'épandage *en surface* reste d'interprétation difficile. Le faciès évoque par ailleurs un *milieu de dépôt continental*, par l'absence complète de restes d'organismes marins, par l'abondance des débris végétaux ou des lits ligniteux, la présence quasi exclusive comme faune de Vertébrés, dont une partie au moins sont indubitablement continentaux, par la fréquence des argiles rouges ou brunes, la rareté des carbonates et l'absence de calcaires marins. Ces conditions continentales méritent même d'être qualifiées, à certains niveaux, de subaériennes : apparition de phases d'émersion favorisant des phénomènes pédologiques ou parapédologiques et permettant même à des conditions désertiques arides d'imprimer leur marque sur les sédiments les plus récemment déposés.

La timide réapparition de quelques niveaux carbonatés interstratifiés dans l'extrême-Nord est le seul rappel de la direction des apports marins. Elle souligne, dans ce niveau particulièrement continental, la progressivité des passages de faciès et l'importance et la pérennité de ce **domaine intermédiaire** entre sédimentation marine et sédimentation continentale.

La seule existence de phases climatiques diluviennes est sans doute insuffisante pour rendre compte de cet exceptionnel épandage détritique. Bien que la concordance soit de règle, dans le domaine sédimentaire actuellement observable, entre le "Barrémien" et les termes sous-jacents, il est probable que d'importantes **surrections tectoniques affectant les aires périphériques** ont dû faciliter la mobilisation de tout ce matériel

Source : MNHN, Paris

détritique. La réplique de ces surrections tectoniques périphériques dans le domaine sédimentaire serait représentée par les phénomènes de subsidence différentielle, ci-dessus signalés, tout-à-fait exceptionnels par leur importance au sein du Mésozoïque de la plateforme saharienne.

Il convient d'ajouter à ces données les faits récemment apportés par Y. Reyre (1970) concernant les caractères particuliers de la flore barrémienne tels que les a fait apparaître une étude palynologique du Mésozoïque saharien : alors qu'avant cet étage la flore du Sahara ne se particularise pas et présente les plus franches analogies avec celles d'Europe, d'Australie et d'Amérique du Nord, à partir du Barrémien — au contraire — il y a apparition d'une flore typiquement africaine. Peut-on échapper à l'idée que cette individualisation d'une flore africaine est elle-même liée à l'individualisation et à l'isolement d'un continent africain ? Le jeu et le mouvement des plaques crustales, tant en faveur depuis quelques années auprès des géophysiciens, pourraient peut-être ainsi recevoir une confirmation et une précision dans le temps. Il paraît évident que ces déplacements d'importance capitale des masses continentales et océaniques pourraient ne pas être sans rapport avec les mouvements mis en évidence par l'ampleur de la subsidence différentielle au sein du domaine sédimentaire et ceux suggérés par l'extension prodigieuse de cette nappe d'épandage détritique.

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERO-TUNISIENS

Ostracodes. Lamellibranches. Gastropodes. Fragments de Vertébrés. Dents de Poissons. Crocodiles. Fragments de Bois.

2) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN

Débris de Vertébrés. Dents de Poissons. Ecailles de *Lepidotus*. Dents de *Eutrichiurides*. Dents de *Ceratodus africanus* Haug. *Mosasaurus anceps* Owen. Débris de bois. Troncs silicifiés. *Dadoxylon* aff. *parafuroni*. (Veillet-Bartoszewska).
Fossiles cités d'après A.F. de Lapparent (après correction de l'attribution stratigraphique) :
Elaphrosaurus igulidiensis Lapparent. *Iguanodon mantelli* Meyer.

VI. COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

A) MAROC

La grande régression marine du Jurassique supérieur n'est pas interrompue par le Crétacé inférieur : les faciès marins de cet âge ne sont connus que sur les confins atlantiques (bassin des Hahas) et sur les confins méditerranéens. Le reste du territoire marocain a échappé au domaine sédimentaire (Terre des Idrissides) ou n'a été recouvert que par une série gréseuse continentale, souvent appelée l'Infra-Cénomanien. Ces grès infra-cénomaniens prennent un développement particulier le long du flanc nord et du flanc sud du Haut-Atlas. La partie occidentale de ces affleurements comporte en toute certitude des témoins du Crétacé inférieur ; dans la partie la plus orientale au contraire seul l'Albien pourrait être représenté dans ces grès. Rappelons parmi les traits essentiels de cette série : 1) son épaisseur relativement faible qui l'oppose aux séries jurassiques, parfois très subsidentes ; 2) sa situation en discordance sur les terrains antérieurs, position originale par rapport au domaine saharien et à la plus grande partie du reste de la Berbérie où la concordance semble de règle entre le Jurassique et le Crétacé inférieur.

B) ALGERIE

1) ALGERIE OCCIDENTALE ET CENTRALE

A) Atlas saharien

Dans les monts des Ksour les "grès à dragées" du Crétacé inférieur comportent certainement une partie à rapporter au Barrémien ; mais qui ne peut être délimitée étant donné l'absence de la faune et la disparition des repères lithologiques encaissants (carbonates hauteriviens, barre aptienne) : les épaisseurs qui doivent être fortes — à en juger d'après les cartes en isopaques de l'ensemble Barrémien-Aptien-Albien inférieur, *in* M. Kieken, fig. 5 — ne peuvent donc être chiffrées. Le faciès correspondrait à des grès continentaux à stratification oblique et lits de graviers (S.N.R.E.P.Al. 1952).

Dès la partie occidentale des monts des Oulad-Nails, l'apparition de la barre aptienne (Aptien supérieur) constitue un repère précieux. Sous le djebel-Milok (près de Laghouat) un millier de mètres de "grès très mal classés souvent pulvérulents à patine rousse ou rouille et à cassure blanche . . . dépôts subcontinentaux à très

Source : MNHN, Paris

rares passées d'argiles rouges et vertes" (D. Basseto et F. Coumes, 1967) représenteraient du Néocomien *(pars ?)*, le Barrémien et l'Aptien inférieur. A Djelfa l'épaisseur d'un ensemble stratigraphique très comparable serait au moins du même ordre de grandeur sinon supérieur.

Dans la partie orientale des monts des Oulad-Naïls, le Barrémien (encore mal défini à sa base et comportant de plus en plus d'Aptien du Nord vers le Sud) est "représenté par des faciès à net caractère continental : grès à stratifications entrecroisées, marnes argileuses détritiques, débris de végétaux . . . avec en certains points des interstratifications à tendance lacustre *(Unio)*" (J. Emberger, 1960) auxquels s'ajoutent des horizons de lignite. L'épaisseur est de 950 m : elle atteint la valeur exceptionnelle de 1 450 m au djebel-Zireg (40 km au Sud-Est de Bou-Saada) : jalon de la fosse de subsidence de l'Atlas saharien à cette époque.

B) Hautes-Plaines et Monts du Hodna

A la longitude d'Alger et légèrement à l'Ouest se note depuis l'Atlas saharien une évolution frappante des épaisseurs et des faciès. C'est ainsi que dans les chaînons de Chellala – Reibel – Bordj-Taguine (y compris le forage de CED.1) le Barrémien ne serait plus représentée que par 350 m de grès : "la variabilité du classement de ces grès traduit l'instabilité des conditions de dépôt. Celles-ci sont le plus souvent aquatiques, mais les influences éoliennes parfois marquées, permettent d'imaginer une vaste zone d'épandage fluviatile soumise à l'action du vent et quelquefois recouverte par une mer fugace et très peu profonde" (C. Caratini, 1970, p. 157). Vers le Nord-Est, dans l'Ouarsenis oriental, les épaisseurs augmentent à nouveau considérablement, mais les grès deviennent de plus en plus fins et de plus en plus sporadiques au sein d'une série schisteuse et parfois calcaire (M. Kieken, 1970, fig. 19).

100 à 150 kilomètres à l'Est de Bou-Saada s'observent à la fois une augmentation d'épaisseur et une diminution des sédiments gréseux en taille du grain et en proportion : la série barrémienne des Bibans n'étant plus constituée que de marnes argileuses noirâtres avec quelques bancs de grès et quelques niveaux calcaires auxquels s'ajoutent quelques Foraminifères, premiers indices nets d'un changement radical du milieu.

Plus à l'Est encore dans les monts du Hodna, le Barrémien est à la fois aminci et franchement marin : série dolomitique à l'extrémité occidentale (djebel-Djedoug) ; dolomies et calcaires dolomitiques, alternant avec des marnes dans le massif de Maadid ; enfin dans le Bou-Taleb, lumachelles à Huîtres, marnes à Orbitolines, calcaires en voie de dolomitisation et à *Toucasia*, avec de rares intercalations gréseuses (*in* J. Emberger, 1960, p. 208).

2) ALGERIE ORIENTALE

Dans l'Aurès le Barrémien – englobant encore la partie inférieure de l'Aptien dans la région sud-ouest du massif – se présente principalement sous faciès quartziteux : grès fins ou grossiers à stratifications entrecroisées, grès tendres à nodules ferrugineux, bancs à galets d'argiles, etc. Au Sud-Ouest du massif, direction "continentale", les grès deviennent plus grossiers, ils sont de moins en moins cimentés et les lentilles de marnes rouges plus fréquentes, des bancs de gypse apparaissent ; en direction inverse ce sont au contraire les influences marines qui s'affirment avec l'interstratification de calcaires marneux à petites Exogyres. Les épaisseurs sont relativement fortes, nettement inférieures néanmoins à celles observées dans la partie orientale des monts des Oulad-Naïls.

A l'Est des Aurès, au cœur du Hamimat-Guerra (une cinquantaine de kilomètres au Sud-Ouest de Tebessa), le sondage de HTG.1 a traversé sous la barre aptienne plus de 2 000 m de Crétacé inférieur principalement sous faciès de quartzites et d'argiles pélitiques : malheureusement l'absence d'éléments paléontologiques n'a pas permis de délimiter le Barrémien dans cet ensemble monotone.

En direction du Nord et du Nord-Est, sur les Hautes-Plaines constantinoises, s'observe de façon frappante la poursuite de l'évolution constatée dans l'Aurès : les couches "continentales" disparaissent et toute la série devient marine : calcaires à Rudistes du djebel-Meimel ; calcaires à grain fin et à intercalations de marnes à Orbitolines du Chettaba ; calcaires marins avec interstratifications de niveaux à Characées de la région d'Aïn-Mlila, etc. En règle générale ces faciès néritiques, parfois récifaux, sont peu épais, ainsi que le fait est classique pour le Crétacé de la région constantinoise (axe Edough-Bellezma).

C) TUNISIE

Un classement paléogéographique, homologue de celui qui s'observe en Algérie, a été très bien mis en évidence sur le territoire de la Tunisie atlasique. En Tunisie méridionale et centrale, le Barrémien est représenté par des grès : grès grossiers, mal triés, peu cimentés, à bancs de lignite dans les parties les plus méridionales ; grès marins, à Spatangues et Mollusques plus au Nord. Dès le secteur de Kasserine et l'extrémité

Source : MNHN, Paris

septentrionale de l'axe Haoureb-Kralif apparaît l'homologue de la zone du Hodna : calcaires fins, dolomies, marnes avec intercalations à Orbitolines. L'extrême-Nord (sillon tunisien) enfin est le domaine le plus pélagique, sinon le plus profond : argiles parfois finement silteuses à Ammonites pyriteuses et couches à Foraminifères *(Conorotalites, Gavelinella)*.

VII. CONCLUSIONS GENERALES

Dans les régions d'Afrique du Nord-Ouest ici étudiées, le Barrémien représente l'épisode détritique le plus remarquable, car le plus étendu, le plus épais, le plus grossier de toute la série mésozoïque, postérieurement au moins au Trias gréseux. L'extension géographique résiduelle que mettent en évidence les couches de cet âge échappées à l'érosion, s'étendent de l'Ouest à l'Est de la Meseta atlantique à la Djeffara tripolitaine et, du Nord vers le Sud, des Hauts-Plateaux algériens aux confins tassiliens (Continental intercalaire du Tidikelt, Série de Taouratine). Or sur cette très vaste superficie, la monotonie du faciès est extrême. Les grès barrémiens présentent au moins des passées grossières – dont le terme de dragées donne une idée – depuis le Sahara central jusqu'aux confins telliens (fig. IX.2). Les argiles souvent pélitiques ou sableuses, rouges, sont généralisées. Toute trace de faune marine est rigoureusement absente jusque sur une frange septentrionale qui jouxte le domaine des calcaires et des marnes marines. Le lignite et les débris de bois, de rares restes de Vertébrés représentent les seuls témoins d'une activité organique. Enfin il apparaît çà et là des indices qui évoquent des phases d'émersion : présence de dreikanters, façonnement éolien de certains sables (plus ou moins bien établi), constitution de cuirasses ferrugineuses à imputer à des phénomènes de battement de nappes, etc. Cette sédimentation se serait opérée au voisinage de la cote 0. L'ensemble de ces caractères a souvent conduit les auteurs à parler de *sédimentation deltaïque*. Mais que faut-il penser de ce delta qui a couvert plus d'un million de kilomètres carrés, avec des caractères aussi homogènes et relativement constants ?

Un autre trait est fondamental dans les conditions de gisement de ce Barrémien : c'est le fait qu'il repose en *concordance* très générale sur les couches antérieures, aussi bien dans la plus grande partie de la Berbérie (Algérie et Tunisie au moins) que sur la plateforme saharienne. Aucun mouvement, générateur de relief, n'a contribué à alimenter cette sédimentation détritique au sein même du domaine sédimentaire. Les mouvements créateurs de relief, qu'il faut sans doute imaginer pour s'expliquer ce prodigieux épandage détritique, s'effectuaient vraisemblablement sur l'Ouest saharien ou sur une partie du territoire marocain. Leur seule réplique dans le domaine sédimentaire (Est saharien, Algérie-Tunisie) consiste dans l'apparition de ces valeurs très variées de subsidence, qui contrastent si fortement avec les valeurs si parfaitement homogènes des époques antérieures.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE X

APTIEN
(Aptien supérieur p.p. max.)

Avant l'exécution des forages d'exploration pétrolière, il était très généralement considéré que les faciès marins ne dépassaient pas vers le Sud la flexure sud-atlasique dans les séries antérieures au Cénomanien ; l'Aptien ne pouvait donc qu'être absent sur cette plateforme saharienne ou être représenté par des grès et des argiles du Continental intercalaire (1). En fait les forages profonds ont retrouvé une barre carbonatée qui a pu être mise en corrélation avec l'Aptien supérieur d'une partie de la Berbérie méridionale ; et ils ont permis de la suivre, malgré ses variations de faciès, jusque dans des régions aussi méridionales que la hamada de Tinrhert.

Postérieurement à la mise en évidence de ces faits, les géologues de la S.E.R.E.P.T. ont trouvé des Orbitolines aptiennes dans une région située au Nord du Tebaga de Médenine ; quelques années après j'en découvrais à mon tour sur le Tebaga de Médenine dans les couches carbonatées transgressives jusqu'alors unanimement rapportées au Cénomanien (voir fig. IV. 9). Ce nouveau jalon consolidait – comme on le verra ci-dessous – l'attribution à l'Aptien de la barre carbonatée habituellement azoïque de la plateforme saharienne.

I. DEFINITION, LIMITES ET AGE DE LA SERIE

La "barre aptienne" de la plateforme saharienne correspond à une intercalation remarquable au milieu des grès du Crétacé inférieur ("barrémiens" dessous, "albiens" dessus). Ce n'est pas une "unité lithostratigraphique" puisque sa nature varie radicalement, depuis une masse carbonatée homogène dans le Nord et l'Est jusqu'à une masse uniquement argileuse ou argilo-pélitique vers le Sud et l'Ouest (voir fig. III. 2). J'ai souligné par ailleurs l'appoint fondamental qu'ont représenté les diagraphies pour établir l'unité de ces couches, en dépit de ces passages de faciès, sur une très vaste superficie et pour suggérer leur synchronisme au moins approximatif. Au sujet de cette valeur de repère-temps, il est à noter que les limites semblent conserver un certain synchronisme dans une partie importante du domaine (centre et Nord en particulier) : l'épaisseur de l'intervalle cartographié peut alors fournir une image, plus ou moins approchée, de la subsidence. Au contraire sur les marges, en particulier occidentale et méridionale, un envahissement généralisé par les sédiments détritiques tend à amenuiser – puis à faire disparaître – cette barre aptienne, sans que le phénomène présente un rapport direct avec l'importance de la subsidence.

La seule comparaison avec la succession de certaines régions de Berbérie (en particulier Sud de la Tunisie atlasique, Aurès, Oulad-Nails, etc.) vient suggérer que cette barre, surtout carbonatée, représente comme dans ces régions de l'Aptien supérieur. Mais l'analogie des successions et parfois même la continuité évidente des horizons lithologiques sont insuffisantes, *a priori*, pour fonder de façon certaine une attribution d'âge : on peut imaginer en effet que le faciès carbonaté soit apparu de plus en plus précocement ou tardivement, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ces régions péri-sahariennes. Les faunes sont malheureusement ratissimes dans la plus grande partie du domaine saharien (débris de Mollusques çà et là, Ostracodes à Te. 1 – coord. V 4 –, Textularidé à Qd. 1 – coord. R 6 –) et de valeur stratigraphique nulle. Mais en plusieurs points des régions les plus septentrionales du Sahara réapparaît un cortège paléontologique qui évoque l'Aptien supérieur atlasique ou permet même de dater absolument l'Aptien : Orbitolines et divers débris au forage de djebel-Hamara (Hm. 1), Foraminifères et Algues du Tebaga de Médenine (G. Busson *et al.*, 1966), calcaires à Choffatelles des environs de Corradini-Cussabat, etc. La distance qui sépare ces jalons suggère à elle seule que la barre dite aptienne conserve effectivement cet âge sur la plateforme saharienne. L'extrême régularité et la grande constance de la succession lithologique – depuis le Barrémien jusqu'au Crétacé supérieur – sont d'autres observations qui rendent peu probable un décalage chronologique important de l'un des termes de cette succession d'une extrémité à l'autre du domaine examiné.

(1) R. Karpoff (1953) est un des auteurs qui a admis la possibilité d'incursions marines au Crétacé inférieur au moins dans la partie septentrionale du Bas-Sahara.

Source : MNHN, Paris

II. VARIATIONS D'EPAISSEUR

Etant donné la grande homogénéité des valeurs d'épaisseur de cette plateforme saharienne j'ai simplement nommé (fig. X. 1) quelques régions particulières. La fosse du Bas-Sahara, caractérisée par les seules épaisseurs supérieures à 30 m du domaine saharien, s'étend depuis les chotts du Sud-constantinois jusqu'au Chott-Djerid, avec un grand golfe vers le Sud sous le Souf et le Grand Erg oriental jusqu'au Sud du 31° de latitude. Les valeurs sont même toutes comprises entre 30 et 37 m dans ce secteur vaste de 200 x 250 kilomètres. Vers le Nord les forages des confins atlasiques ont traversé des épaisseurs de barre aptienne (Hm. 1, 65 m ; OuM. 1, 81 m) qui établissent une *évolution parfaitement progressive* entre le domaine saharien et le secteur atlasique, à l'exclusion d'une augmentation brutale à proximité de la flexure saharienne. Le *sillon Sud-atlasique* correspond au fait que la barre aptienne existe jusque dans les hamadas sud-oraniases (Hamadet-bet-Touadjine), alors qu'elle ne semble plus exister ni au Sud (craton du Grand Erg occidental), ni au Nord (djebel-Amour, Monts des Ksour). En réalité cet Aptien occidental n'est plus représenté que par une intercalation argileuse, repérée en sondages et identifiée à l'Aptien grâce aux corrélations fines et précises fournies par les diagraphies. La même passée argileuse peut se prolonger aussi loin à l'Ouest dans l'Atlas saharien, sans avoir pu être suivie et identifiée dans les affleurements plus ou moins discontinus d'une série argilo-gréseuse épaisse et monotone.

Le **dôme de Djeffara**, correspondant à une série d'épaisseur très faible, voire même à une lacune, n'est pas fondé sur des valeurs isopaques de la barre aptienne, puisque celle-ci n'est pas distinguable de l'Albien et du Cénomanien dans le Sud-tunisien et une partie de la Tripolitaine ; mais sur les épaisseurs remarquablement faibles de cet Apto-Cénomanien dans son ensemble (1). Il est frappant que ces extrêmes amincissements se superposent aux séries mésozoïques antérieures épaisses et concordantes (Province centrale du Trias supérieur au Néocomien *in* G. Busson, 1967) ; et que les épaississements qui s'observent à l'Aptien coïncident au contraire avec les points hauts des époques antérieures (promontoire du Tebaga, région de Garian en Tripolitaine, région du Melab où le Jurassique moyen repose directement sur le Permien). Ce "renouvellement complet et radical dans l'ampleur et la répartition des mouvements verticaux qui affectaient les différentes régions du Sud-tunisien et de la Tripolitaine" *(ibid.)* m'a paru devoir être rapproché d'une observation faite sur la structure maintenant bien connue d'Hassi-Messaoud : "L'Aptien est une période où les mouvements relatifs des panneaux ont, dans la plupart des cas, changé de sens (S.N.R.E.P.AL., 1960, p. 107).

Les **structures anticlinales du Gassi-Touil et celles qui les prolongent vers le Nord et le Nord-Est** (Feidjet-el-Moulay, Messdar, Rhourde-el-Baguel, etc.) représentent des régions complexes, du point de vue même de la répartition de la subsidence et des sédiments aptiens. La discordance classique des grès albiens sur la plupart de ces structures, parfois décapées jusqu'au niveau du Salifère principal, vient d'abord suggérer que la lacune très fréquente de l'Aptien est à imputer à une érosion anté-albienne. Deux observations infirment cette conclusion trop schématique : 1) la présence d'épaisseur très faible d'Aptien à FM. 2 (4 m), superposée à une très faible épaisseur de Barrémien sous-jacent – qui ne saurait être imputée sous cette couverture aptienne à une érosion anté-albienne – évoque un amincissement stratigraphique, originel, de l'Aptien sur ces structures, déjà vraisemblablement ascendantes ; 2) le fait que les courbes isopaques 10 et 20 m épousent remarquablement la forme de cette zone du Gassi-Touil contribue à suggérer que des amincissements originels y ont pris naissance. A ces arguments, tirés des valeurs d'épaisseur des sondages actuellement dans le domaine public, J. Claret et C. Tempère (1967) ont pu ajouter l'ensemble des données connues, en particulier celles provenant de l'exploration sismique, et ils en ont conclu que "la barre aptienne . . . se suit parfaitement au sein des grès du Crétacé inférieur, dans tous les synclinaux ainsi que sur les anticlinaux peu marqués, mais . . . n'existe pas au sommet des principales structures". L'ensemble de cette situation explique que l'on ait eu parfois quelques difficultés à préciser si la barre aptienne est antérieure ou postérieure à *la* discordance, indûment ramenée à un phénomène unique. La complexité des faits est encore accrue si l'on admet que les quelque 20 mètres de série lagunaire qui s'intercalent sur certaines structures entre les grès albiens et le Jurassique évaporitique

(1) *En Djeffara tripolitaine*, les carbonates de l'Aptien supérieur formeraient également, avec l'Albien (?) et le Cénomanien, les "calcaires de l'Aïn-Tobbi", prolongement de la barre carbonatée du Sud-tunisien (fig. IV.7 et VIII. 5). Comme en Djeffara tunisienne d'ailleurs, l'absence complète de faunes ne permet pas de fixer les limites stratigraphiques de cette unité carbonatée. J'ai souligné (G. Busson, 1960 *in* 1967) l'allure symétrique de l'évolution de cette unité carbonatée, par rapport à la frontière centre de symétrie : épaississements, vers le Nord en Tunisie, vers l'Est en Tripolitaine ; et, en même temps, apparition d'argiles à gypses à la latitude de Chenini dans le Sud-tunisien, dès la longitude de Nalout en Tripolitaine (marnes de Jefren *auctorum*) ; enfin, nouvelle augmentation d'épaisseur au-delà du Tebaga en Tunisie, au-delà du Garian en Tripolitaine, avec, conjointement, enrichissement en fossiles marins, aussi bien dans le Cénomanien supérieur que dans l'Aptien, les calcaires à Choffatelles de la région de Corradini-Cussabai formant le pendant des calcaires à Algues et Orbitolines de la cote 391 ou de Guelib-el-Tine. Bref, l'Aptien supérieur de la Djeffara tripolitaine est dolomitique, mince à l'Ouest, mal définissable d'ailleurs, au sein des "calcaires de l'Aïn-Tobbi" ; il est plus épais, plus calcaire, plus marin dans l'Est, mais n'a pas encore fait l'objet de descriptions de détail publiées.

Source : MNHN, Paris

sous-jacent, loin de correspondre au chapeau de ce Jurassique plus ou moins modifié par des phénomènes de dissolution, pourraient représenter un Aptien sous un faciès aberrant au droit d'un substratum aussi différent que possible des habituels grès barrémiens.

Dans les régions marginales, occidentale et méridionale surtout, aux variations d'épaisseur à mettre en rapport avec des différences de subsidence, s'ajoutent anarchiquement celles dues à des passages de faciès. L'épaisseur de la barre aptienne résiduelle – ici surtout argileuse – correspond pour l'essentiel à une valeur réglée par la répartition, principalement hydrodynamique, du matériel argileux et gréseux en chaque point ; l'importance relative des apports gréseux et argileux laissant subsister une intercalation argileuse, rapprochée de l'Aptien, plus ou moins importante. Finalement l'intercalation argileuse en question devient si ténue qu'elle n'est plus identifiable dans les forages successifs. *A fortiori* faut-il perdre tout espoir de la retrouver dans ces zones encore plus minces et plus gréseuses que représentent les aires d'affleurement du Crétacé inférieur du Gourara, du Touat, du Tidikelt ou du Tinrhert oriental (1).

L'apparition *dans certaines régions du Tinrhert* d'épaisseur plus forte du faciès argileux attribuée à l'Aptien (régions d'Oued-Zenani et de Gz. 101) résulte très vraisemblablement d'un passage de faciès. La signification de cet épaississement des faciès argileux aux dépens des grès encaissants n'a pu recevoir d'interprétation simple dès lors qu'elle s'observe dans des directions (môle d'El-Biod, craton libyen) habituellement caractérisées à la fois par des amincissements notables et par des apports détritiques particulièrement importants.

La description de ces zones particulières ne doit pas faire perdre de vue le caractère essentiel qui est l'EXTRAORDINAIRE HOMOGENEITE des valeurs d'épaisseur de cette barre aptienne sur la plateforme saharienne. Entre l'isopaque 30 m, dont il a été question ci-dessus et l'isopaque 20 se trouve limité un domaine de plus de 600 kilomètres de l'Est à l'Ouest, plus de 500 du Nord au Sud, domaine où toutes les épaisseurs sont donc comprises entre 20 et 30 m. Une homogénéité aussi inhabituelle de la subsidence est un trait particulièrement remarquable de cette sédimentation de plateforme du Mésozoïque.

III. VARIATION DE FACIES

Cette barre aptienne est de nature principalement ou quasi uniquement carbonatée dans le Nord et l'Est ; elle est principalement argileuse dans l'Ouest et le Sud (voir fig. IV.5). Carbonates et argiles évoluent de façon pratiquement complémentaire et une carte en isopourcentages des carbonates suffira à exprimer cette évolution, à l'exclusion d'une carte des pourcentages des argiles – d'autant plus que l'on ne possède aucune donnée sur la nature des minéraux argileux. La carte des carbonates (fig. X. 1) montre admirablement l'extrême progressivité et l'extrême régularité avec lesquelles décroît du Nord-Est au Sud-Ouest le pourcentage que les carbonates représentent par rapport à l'ensemble de la barre aptienne.

Dans l'extrême Nord-Est en effet (au Nord du 32° et à l'Est du 6°) et également dans la région d'Ald. 1, Pg. 1 – coord. S9 –, les carbonates représentent 100 % – ou près de 100 % – de la barre aptienne ; ainsi que cela se constate dans une douzaine de forages. Ces mêmes carbonates restent supérieurs à 75 % jusque dans la région de Talemzane, sur toute la structure d'Hassi-Messaoud et très loin vers le Sud, y compris la structure d'El-Gassi – El-Agreb, la moitié nord du Gassi-Touil (avec Ar. 101 – coord. T 6 – et Brd. 1 – coord. U 6 –) et le Grand Erg oriental jusqu'à la lisière de la hamada de Tinrhert (Had. 1 – coord. V 6 –). Puis l'amenuisement continue : je ne ferai que rappeler que la ligne d'isopourcentage 50 cerne la région d'Hassi-Rmel et le Mzab où les carbonates sont en proportion relativement faible. Par ailleurs, la décroissance des carbonates est plus rapide et tout à fait remarquable le long de la zone de lacune qui s'étend du Gassi-Touil au Guehhad : indice nouveau et dont il faut tirer parti d'une nette individualisation de ces régions déjà pendant cette sédimentation de l'Aptien supérieur. Je signalerai encore le resserrement des lignes d'isopourcentages sous la hamada de Tinrhert qui établit un changement de faciès un peu plus rapide qu'en direction du Tademaït. Enfin, une zone à peu près complètement dépourvue de carbonate existe aussi bien dans le Tademaït qu'au Sud du Tinrhert.

Ces carbonates consistent en dolomies et en calcaires. Géographiquement deux secteurs seulement ont pu être délimités (*op. cit.* fig. 85) : 1) celui où n'existe que de la dolomie, secteur qui couvre la plus grande partie de la plateforme saharienne, et 2) celui où coexistent, dans les coupes, calcaires et dolomies. En fait la présence de calcaires aux confins atlasiques, depuis le Souf jusqu'à l'Oued-Mehaïguène, n'est pas pour étonner. Au contraire cette même présence au Sud-Est (Extrême-Sud-tunisien, partie méridionale du Grand Erg oriental, partie de la hamada de Tinrhert) est d'interprétation moins aisée.

Les faciès et les microfaciès de ces carbonates sont relativement monotones. Les dolomies et calcaires dolomitiques sont microcristallins (parfois "micritiques"), plus rarement cristallins, fréquemment micro-caverneux ou vacuolaires, parfois blancs, crayeux, tendres. Ces dolomies peuvent passer à des dolomies

(1) L'attribution au Barrémo-Aptien des "calcaires isabelle" (J. Ph. Lefranc, 1959), présents dans une zone à cheval sur la frontière algéro-libyenne, résulte de corrélations insuffisamment fondées : il s'agit en réalité de l'intercalation albo-vraconienne (voir ci-dessous). Les attributions des séries encaissantes, dues au même auteur, s'en trouvent également erronées.

Source : MNHN, Paris

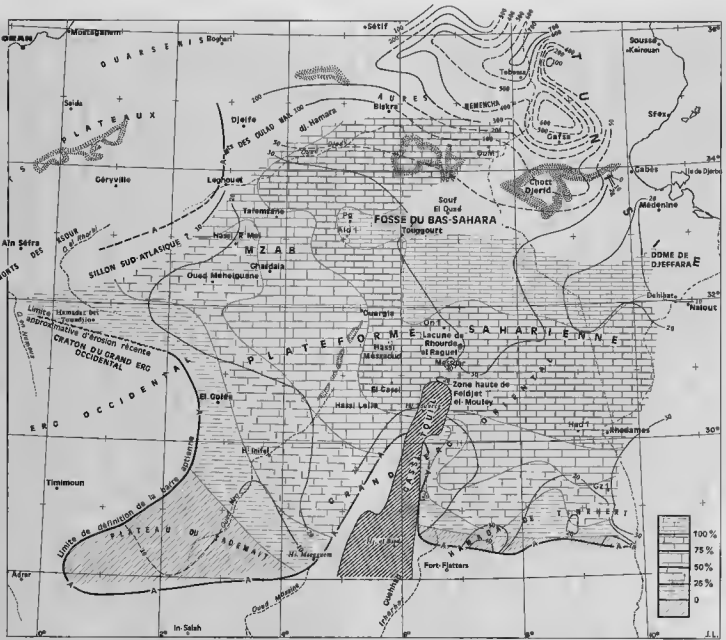


Fig. X.1. — Carte en isopaques de la "barre aptienne" (Aptien supérieur) avec en tramé zones d'isopourcentages des carbonates, rapportés au total de la "barre aptienne". A l'échelle adoptée le zone du Gassi-Touil a dû être extrêmement schématisée.

Source : MNHN, Paris

argileuses et des marnes dolomitiques également fréquentes. On y a signalé des inclusions ou des plages d'anhydrite dans la quasi-totalité du domaine étudié, des confins atlasiques (OuM. 1 – coord. U 10 –) au Sud du Gassi-Touil et du Sud-tunisien á Hassi-Leila (HLJ. 1 – coord. S 6 –). Dolomies et calcaires peuvent apparaître mouchetés d'oxyde de fer ou finement lités par des couches argileuses ou de minces horizons de lignite. Ils renferment, en de nombreux points, débris recristallisés ou fantômes d'organismes. L'existence d'une fraction détritique disséminée ou de plus en plus envahissante (dolomies gréseuses, grès carbonatés) sera évoquée ci-dessous.

Les **marnes, argiles** dolomitiques et argiles semblent plus fréquemment grises, vertes ou beiges dans la partie septentrionale ; brunes, rouges, lie-de-vin, violettes, saumon, blanches, bariolées dans les parties plus septentrionales. Elles-mêmes s'enrichissent vers le Sud en une certaine fraction détritique.

Les éléments détritiques (*op. cit.*, fig. 87) – du moins les quartz de la fraction des sables et des grés – sont *complètement* absents sur un immense domaine nord-oriental et central. L'observation est d'autant plus surprenante que la barre aptienne ne représente qu'un mince intervalle interstratifié dans des séries gréseuses, épaisses, assez fréquemment grossières et qu'elle apparaît pratiquement sans transition au sein de ces séries. Par ailleurs l'apparition des zones gréseuses et leur importance permet de juger que, contrairement á ce qui a été énoncé schématiquement ci-dessus, la décroissance des carbonates vers le Sud et l'Ouest ne se fait pas uniquement au profit des argiles. La localisation de ces zones gréseuses suggére l'existence d'apports détritiques d'origine septentrionale (région de Laghouat) ; et d'autres plus habituels en provenance du môle d'El-Biod, du pourtour du Tadémaït, du Sud-Est du Tinrhert, etc.

Le milieu de dépôt – Cette série principalement dolomitique et argilo-dolomitique est *en rapport* avec les séries marines : aucun seuil, aucun amincissement, aucune discontinuité ne la séparent des calcaires á Orbitolines du djebel-Hamara ou des calcaires si riches en Foraminifères et en Algues du Tebaga. La présence rarissime de débris de Foraminifères et de Mollusques, de plages d'anhydrite témoigne vraisemblablement d'influences marines. Néanmoins le domaine saharien se caractérise le plus souvent par la disparition de la faune et la généralisation de dolomies plus ou moins finement cristallines. Et l'on constate, au Tebaga de Médenine que cette substitution de dolomies azoïques – qui s'étendront aprés sur un millier de kilomètres vers le Sud – aux calcaires marins atlasiques peut se faire en quelques centaines de mètres. Quelles modifications ont introduit dans le milieu de dépôt les conditions de plateforme, si caractéristiques du domaine saharien, qui rendraient compte de ce passage de faciès ? Quelles conditions particulières de chimisme, quelles facilités offertes aux phénomènes diagénétiques ont été créées par ces conditions de plateforme et ont permis ce dépôt si homogène de dolomies cristallines ? Un fait est certain, c'est que ce domaine en rapport avec le milieu marin mais présentant néanmoins des caractéristiques si particuliéres ne peut être qualifié que de *lagunaire*.

IV. CONCLUSIONS

L'intercalation dolomitique et argilo-dolomitique de l'Aptien supérieur au sein des séries gréseuses du Barrémien et de l'Albien est un élément très constant de la série saharienne, malgré sa faible épaisseur : d'où ses qualités remarquables de *niveau-repère*. On sait qu'une succession parfaitement homologue se retrouve en de nombreux points du domaine mésogéen de l'Atlantique au Proche-Orient. Certes, il n'est pas inexact d'interpréter cette succession en parlant de *transgression* de l'Aptien supérieur. Mais combien cette étiquette est loin d'expliquer tous les phénoménes ! Tout d'abord, rappelons qu'il ne s'agit pas cette fois encore d'une transgression amenée par le déferlement d'un milieu marin sur un substratum quelconque, mais de la simple modification des qualités des eaux du bassin (charge en éléments détritiques, chimisme) ; car la concordance de ces dépôts aptiens avec les dépôts sous-jacents – si bien mise en évidence grâce á la finesse des corrélations permises par les diagraphies – est absolument de règle. Cette modification néanmoins est rapide, presque brutale même, puisque l'intercalation dolomitique succède pratiquement sans transition aux grés souvent grossiers du "Barrémien". D'autre part, quel que soit le mécanisme invoqué, quelle *platitude extraordinaire* faut-il imaginer pour s'expliquer la généralisation de cette mince intercalation sur un domaine de plus de 800 000 km² (non compris la partie libyenne) ! Pour en mieux prendre conscience, il faut essayer d'imaginer quel phénoméne dans la nature actuelle, et en quels lieux, pourrait amener le dépôt d'une épaisseur de 20 m (á moins de 10 m prés) de dolomies et d'argiles dolomitiques sur un million de kilomètres carrés... Soulignons encore que cette platitude extraordinaire, cette horizontalité absolue est incompatible avec l'hypothèse d'une *pente* notable pour le plancher sédimentaire du milieu de dépôt des grès barrémiens qui reposent immédiatement dessous, en concordance. Mais alors comment ont été charriés, sans pratiquement aucune pente, les grés grossiers, les graviers, sporadiquement même les dragées qui existent souvent dans ce "Barrémien" jusqu'au mur de l'intercalation aptienne ?

Source : MNHN, Paris

Enfin *quel moteur faut-il invoquer pour expliquer cette succession ?* On peut penser que les carbonates se sont généralisés, dès que les apports détritiques ont cessé d'occuper l'aire sédimentaire et, par là, ont permis l'expansion d'eaux lagunaires. Mais alors comment s'expliquer cette rémission, subite et temporaire, des apports détritiques ? Une interprétation climatique – sorte de phase diluvienne – suivie d'une période d'aridité relative – avec le caractère général que l'on est naturellement amené à lui accorder rendrait compte de l'extension à une grande partie du domaine mésogéen d'une succession analogue. Mais cette interprétation peut-elle rendre compte du phénomène dans son ensemble ? Peut-on exclure complètement le jeu des mouvements verticaux, dès lors que ceux-ci se constatent à l'évidence dans le Gassi-Touil et à sa périphérie ? Certes le simple jeu de mouvements verticaux ne peut expliquer la cessation brutale de la sédimentation détritique si les continents nourriciers auxquels on songe ont quelques points communs avec les reliefs quaternaires et ceux de l'époque actuelle. Mais si les continents de cette époque crétacée étaient aussi plans que les planchers sédimentaires, on peut alors imaginer qu'une légère interruption des mouvements ascendants affectant les grands panneaux continentaux ait eu pour effet la cessation de tout apport détritique et, *ipso facto*, le dépôt de l'intercalation aptienne (1) ...

LISTE DES FOSSILES

1) DES SONDAGES ALGERO-TUNISIENS

Textulariidés. *Cuneolina* sp. Choffatelles, *Choffatella* sp. Orbitolines. *Orbitolina* sp. Miliolés. Débris d'encrines. Ostracodes. "Fantômes" de Mollusques. Débris de Mollusques. Débris de Poissons. Algues. Algues calcaires.

I) DES AFFLEUREMENTS DU SUD-TUNISIEN.

Cuneolina cf. *laurentii* Sartoni-Crescenti. *Cuneolina* aff. *composaurii* Sartoni-Crescenti. *Pseudochoffatella cuvillieri* Deloffre. Orbitolines. *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach. *Dictyoconus* sp. Algues. *Cylindroporella* sp. *Cylindroporella sugdeni* Elliot. *Acroporella* sp. *Arabicodium* cf. *oegagrapiloides* Elliot. *Hensonella cylindrica* Elliot. *Permocalculus inopinatus* Elliot.

V. CONCLUSIONS GENERALES : L'APTIEN DE BERBERIE ET DU SAHARA

Je ne rappellerai pas dans ces conclusions l'essentiel des données sur la Berbérie, puisque ce sujet a fait récemment l'objet d'une mise au point de ma part (*op. cit. :* Aptien, Comparaisons avec les régions voisines). Je me contenterai d'examiner les rapports entre la série aptienne du Sahara et celle de Berbérie : rapports inconnus jusqu'à une date récente où la flexure sud-atlasique constituait le rivage immuable de toutes les mers anté-cénomaniennes. En fait ces rapports sont complexes et ne doivent être ni surestimés ni sous-estimés.

L'analogie de la succession lithologique est frappante : grès barrémiens (et aptiens inférieurs), carbonates et argiles aptiens, grès albiens. Mais il y a néanmoins des traits spécifiquement sahariens, en particulier l'importance prépondérante des dolomies microcristallines dans le domaine saharien, qui passent, dès les confins atlasiques (djebel-Hamara, Sud-tunisien), à des calcaires richement fossilifères. Notons que le contraste ne doit pas être exagéré : dans le domaine atlasique, les dolomies restent représentées jusqu'à la latitude de Khenchela, Tebessa et Kasserine. L'importance de la subsidence est un autre caractère fondamental : les régions très *subsidentes*, certes, se cantonnent au domaine de la Berbérie. Toutefois l'emplacement de la future flexure sud-atlasique ne se marque nullement sur les lignes isopaques. Les isopaques 50 et 100 franchissent avec une indifférence totale cette *limite* du Sahara et de la Berbérie. Mais il y a plus. Ce n'est probablement pas par une coïncidence fortuite que la "fosse" du Bas-Sahara est directement dans le prolongement des fosses constantino-tunisiennes. A certaines époques antérieures apparaîssaient même la *probabilité d'un lien entre le craton du Grand Erg occidental* – qui se prolonge souvent jusqu'à Hassi-R'mel et peut-être même au-delà vers le Nord-Est – *et l'axe Edough-Bellezma*, qui, précisément, limite ces fosses constantino-tunisiennes. Enfin, rappelons que c'est *grosso-modo* à *la même longitude* en Berbérie et au Sahara que l'intercalation aptienne se biseaute au sein du grès du Crétacé inférieur : l'observation est capitale concernant ces analogies entre les deux domaines, car tout à fait inattendue étant donné les différences de valeur de la subsidence, les différences dans les apports détritiques, dans l'éloignement de la Mésogée voisine, etc.

Les lignes est-ouest des tectoniques pliocènes et quaternaires, trop spectaculaires, ont décidément bien dissimulé l'importance réelle de lignes nord-sud et nord-ouest – sud-est d'âge mésozoïque en particulier.

(1) On s'explique moins bien comment ces continents complètement aplanis, même animés de mouvements verticaux ascendants, ont pu, avant et après l'Aptien, nourrir la sédimentation détritique grossière que l'on sait.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XI

ALBIEN

I. INTRODUCTION

A. HISTORIQUE.

A l'inverse des étages précédents dont l'importance – ou l'existence même – avait été méconnue antérieurement à l'exécution de forages profonds, l'extension horizontale et verticale des grès albiens a été en général exagérée dans les travaux anciens, aux dépens de l'ensemble du Crétacé inférieur.

Ces inexactitudes prennent en partie leur source dans des erreurs d'attributions commises dans l'Atlas saharien : à l'Ouest de Laghouat l'attribution à l'Aptien de séries argilo-carbonatées du "Néocomien" avait pour corollaire de faire dater de l'Albien l'ensemble des grès allant en réalité de l'Albien au Néocomien. Dans ces conditions et par comparaison les grès grossiers infra-cénomaniens du Tidikelt, du Gourara, du Touat et également ceux, aquifères, du bassin mésozoïque saharien se sont trouvés le plus souvent attribués à l'Albien ; alors que leur âge couvrait la plus grande partie du Crétacé inférieur. La même confusion régnait dans le Sud-tunisien où le désir de retrouver le faciès omniprésent des grès albiens avait amené à leur attribuer les grès grossiers barrémiens.

Ainsi que je l'ai relaté ci-dessus la mise en évidence de la barre aptienne a permis de redresser ces erreurs ; de réduire considérablement l'importance de l'Albien dans la série des sondages, de suggérer fortement l'existence de l'ensemble du Crétacé inférieur sur le pourtour du Tademaït, de rejeter l'existence d'Albien gréseux dans le Sud-tunisien et dans une bonne partie au moins de la Djeffara tripolitaine.

B. LIMITES ET SUBDIVISIONS.

La limite inférieure de l'Albien est constituée par le toit des dernières couches carbonatées ou argileuses de l'Aptien (voir chapitre précédent).

L'intervalle rapporté à l'Albien est intégralement détritique (gréseux ou argilo-gréseux) dans la partie occidentale et méridionale du domaine étudié. Vers l'Est et le Nord, le haut de cette masse gréseuse passe à des faciès argileux puis surtout carbonatés : j'ai alors nommé la partie inférieure, restée gréseuse, l'Albien gréseux ; tandis que les faciès carbonatés sommitaux sont désignés sous le nom d'Albo-Vraconien. Ce dernier terme vise à souligner les analogies entre cet ensemble carbonaté et le Vraconien, fossilifère, de certaines régions les plus proches de la Berbérie (Aurès, en particulier). Par ailleurs, il évoque le fait que ces couches n'ont nulle part été datées du Vraconien sur la plateforme saharienne. Davantage, l'ensemble des observations établit qu'il ne s'agit que d'*un intervalle plus ou moins développé aux dépens du faciès gréseux*, s'engraissant de l'Ouest en Est – où il arrive à représenter une partie importante de la totalité de l'Albien – et qui ne saurait correspondre effectivement au Vraconien paléontologique que localement et fortuitement (cf. *op. cit.* et fig. XI.2). Albien gréseux et Albo-Vraconien serviront de cadre à cette description stratigraphique là où ils peuvent être définis. Leur limite commune sera alors examinée.

La limite supérieure de l'Albien a été située au contact des grès francs encore attribués à l'Albien et, au-dessus, d'une masse argileuse – qui précède le plus souvent les alternances argilo-évaporitiques – déjà attribuée au Cénomanien. Malgré le maintien de plus en plus tardif des sables dans la sédimentation du Crétacé moyen, depuis les confins mésogéens jusqu'au domaine le plus continental (fig. XII.1), il semble que ce contact conserve un synchronisme au moins approximatif. Dans le domaine où se définit l'Albo-Vraconien, le contact supérieur a été situé entre les derniers carbonates vraconiens et la première masse argileuse cénomanienne. Il ne peut plus être situé quand le Cénomanien devient à son tour carbonaté : tel l'Apto-Cénomanien du Sud-tunisien et certaines parties de la Province septentrionale.

Source : MNHN, Paris

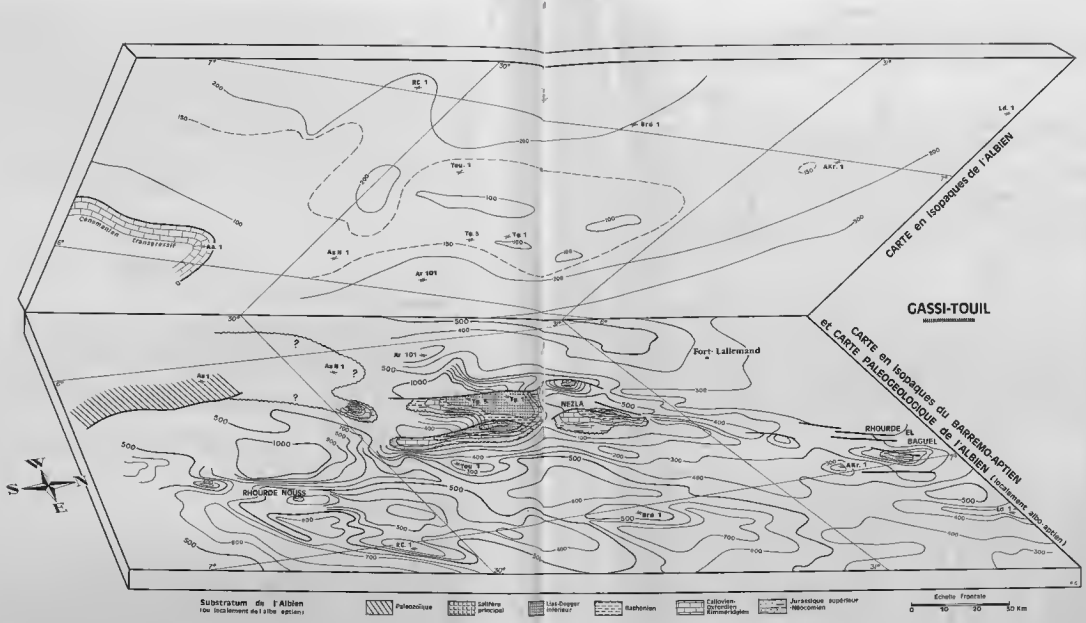


Fig. XI.1. – Bloc double destiné à illustrer de façon très schématique la disposition des terrains mésozoïques dans le Gassi-Touil et les provinces périphériques, au-dessus et au-dessous de la discordance de l'Albien (Albo-Aptien localement), (d'après *op. cit.* fig. 88).

Le bloc inférieur concerne les éléments sous-jacents à la discordance. Il comporte à sa surface :

1) une *carte paléogéologique de l'Albien.* Car si dans la plus grande partie du domaine les grès albiens reposent normalement et en concordance sur le Barrémo-Aptien sous-jacent, sur un certain nombre de structures anticlinales au contraire cet Albien vient en transgression sur une série mésozoïque plus ou moins profondément érodée, jusques et y compris au Trias salifère (Gassi-Touil à l'Est de Tg.1-Tg.3). Ceci établit l'importance des érosions anté-albiennes et par conséquent celle des surrections également anté-albiennes dont ces structures ont été l'objet. Dans le secteur sud le jeu de cette surrection a été beaucoup plus prononcé : à Aa.1, des grès que l'on peut assimiler à l'Albien reposent directement sur un matériel paléozoïque ancien. Mais ce secteur est trop complexe pour que l'on puisse en esquisser une carte paléogéologique avec une densité de données aussi faible qu'elle l'est.

2) Sur la même surface – du bloc inférieur – a été dessinée une *carte en isopaques du Barrémo-Aptien.* L'extrême hétérogénéité des épaisseurs qu'elle met en évidence ne saurait prendre sa source dans le seul jeu des surrections et des érosions anté-albiennes, jeu qui est par ailleurs évident sur certaines structures. Cette hétérogénéité provient en particulier de fosses de subsidence (plus de 1 000 m de sédiments) littéralement extraordinaires pour le Mésozoïque de la plateforme saharienne.

Le bloc supérieur apporte une *carte en isopaques de l'Albien gréseux* sus-jacent à la discordance. La courbe 150 qui enveloppe la zone la moins épaisse de cet Albien, cerne l'ensemble des structures anticlinales du Gassi-Touil. En outre, individuellement, la plupart de ces structures semblent se marquer par des épaisseurs exceptionnellement faibles (inférieures à 100 m) de l'Albien. De telles observations établissent la persistance de ce jeu individuel des différentes structures, après leur ensevelissement ; jeu posthume en quelque sorte.

N.B. : L'Aptien occupe dans ce bloc une position un peu ambiguë. Puisque d'une part on l'a rattaché au Barrémo-Aptien (Bloc inférieur) pour toutes les zones calmes où la concordance est de la règle, mais que d'autre part quelques mètres d'Aptien *semblent* exister *très localement*, en *position discordante* sur le sommet de quelques-unes des structures les plus ascendantes (Tg.1, Tg.3, GT.1, GT.2, par exemple). L'insignifiance de l'épaisseur de cette barre aptienne eu égard aux épaisseurs des autres ensembles fait que l'imprécision introduite de ce fait est pratiquement négligeable.

Source : MNHN, Paris

Fig. XI.2. — Schéma de la disposition des faciès gréseux et carbonatés de l'Albien de la plateforme saharienne en coupe et en carte perspective. Le plan horizontal de référence (sommet de la coupe) correspond au mur du Cénomanien. Entre ce contact et le toit de la barre aptienne, on notera sur la coupe frontale la répartition des faciès gréseux (Albien gréseux) et carbonatés (Albo-Vraconien) : ces deux faciès ne correspondent pas purement à une superposition, mais passent latéralement de l'un à l'autre. La masse gréseuse représente 100 % de l'Albien quand les faciès carbonatés se sont totalement biseautés (à l'extrême Ouest) et un pourcentage variable ailleurs, principalement en direction de l'Est. Ce pourcentage, dont la signification est précisée sur la coupe frontale, est cartographié dans le domaine considéré (courbes d'isopourcentages, équidistance 10 %).

Source : MNHN, Paris

II. ALBIEN GRESEUX ET ALBO-VRACONIEN

Bien que ces deux ensembles ne représentent pas deux unités séparées par un contact synchrone, mais qu'elles passent latéralement – en partie au moins – de l'une à l'autre, nous les examinerons successivement.

A) ALBIEN GRESEUX.

Schématiquement la limite supérieure, avec l'Albo-Vraconien, se définit relativement aisément grâce au contraste lithologique entre les grès, dessous, et les carbonates, dessus. Dans le détail, la définition – en particulier sur diagraphies – est parfois plus complexe (cf. *op. cit.*).

Malgré le nom que je lui ai appliqué, cet intervalle ne consiste pas en une masse de grès homogène : ceux-ci peuvent même représenter en épaisseur cumulée moins de la moitié de l'intervalle. Il s'agit d'une alternance de couches gréseuses et sableuses, souvent argileuses, pouvant comporter des intercalations carbonatées qui dépassent 10 % de l'intervalle dans d'importants secteurs géographiques. Le détail de la nature lithologique des couches rencontrées ne pourra être repris ici (cf. *op. cit.*), mais seulement quelques résultats sur l'évolution de l'épaisseur totale et sur la répartition des faciès envisagée globalement en chaque point (évolution du pourcentage de chaque constituant).

1) AGE DE LA SERIE.

L'attribution à l'Albien n'est pas fondée sur des faunes : rien n'a été précisé sur les Orbitolines signalées dans des intercalations calcaires de la série d'OuM. 1 ; et les seuls restes organisés consistent en quelques rares débris de Mollusques au sein de bancs carbonatés et quelques fragments de bois. **Cette attribution ne repose donc que sur l'argument de continuité avec les séries de Berbérie** : continuité de la série gréseuse qui passe – dans le Constantinois en particulier – à des couches marines et fossilifères de l'Albien ; continuité des séries encaissantes, aptiennes et cénomaniennes, celles-ci datées dès les confins atlasiques. Cette utilisation de l'argument de continuité trouve sa justification dans l'extrême régularité de la succession, sur la plus grande partie de la plateforme saharienne, régularité qui se traduit par un parallélisme remarquable des corrélations successives (en coupe) : ce parallélisme étant évidemment difficilement compatible avec le décalage chronologique (vertical, en coupe) de tel ou tel ensemble lithologique de la succession.

2) EPAISSEURS.

La carte en isopaques de l'Albien gréseux (fig. XI.3) est une des plus remarquables de ces cartes du Mésozoïque saharien par son extrême régularité. Cette répartition des épaisseurs rend compte de deux phénomènes différents : le principal est la **répartition de la subsidence** ; le second, quantitativement mineur, consiste en l'**amoindrissement de la masse gréseuse par passage latéral** – surtout de sa partie sommitale – **au faciès argilo-carbonaté** de l'Albo-Vraconien. La *fosse du Haut-Oued-Mya* est marquée, avec toute sa régularité, toute sa symétrie, par l'ensemble des courbes, parfaitement concentriques, de la 200 à la 450. Le gradient d'épaississement ainsi manifesté sur les flancs de cette fosse est supérieur à tout ce qui se constate sur le reste de la plateforme saharienne. Par ailleurs cette localisation des valeurs maximales de la subsidence dans la région de l'Oued-Mya est un fait important et relativement nouveau : fait inconnu en tout cas avant la révolution barrémienne. La *zone résistante de la région des Daïas*, dont la région de Bordj-Nili – Tilrhemt représente un des secteurs remarquables, constitue encore à ce niveau une zone mince qui sépare les subsidences importantes de l'Atlas saharien de celle du haut Oued-Mya. Les valeurs assez homogènes qui se constatent à l'intérieur du périmètre Touggourt, djebel-Hamara (Hm. 1 – coord. R 10 –), Biskra, Négrine, m'ont paru justifier l'expression de *plateforme du Bas-Sahara*. Le dôme de Djeffara est un trait singulier car ce môle résistant semble avoir joué comme repoussoir à l'égard de la sédimentation détritique et aux amincissements imputables à une subsidence très faible s'ajoute un passage de faciès par lequel les grès albiens se biseautent au sein des faciès carbonatés.

3) FACIES.

La **proportion des éléments détritiques** – autres que les argiles – a été exprimée par les lignes d'isopourcentages situées à 25, 50 et 75 % (fig. XI.3). Je n'évoquerai que quelques points remarquables : existence d'un golfe, en position septentrionale, où le pourcentage des éléments clastiques tombe au-dessous de 25 % ; ré-enrichissement extrêmement rapide, puisqu'une cinquantaine de kilomètres au Sud, dans la région de

Source : MNHN, Paris

Guerrara (Ga. 1 – coord. R8 –, Ald. 1 – coord. S9 –) les mêmes pourcentages dépassent 75 %; existence de zones à teneur faible (< 50 %) de Gueddich (Gd. 1bis – coord. T 8 –) à El-Agreb, au Sud-Est de Rhourde-el-Baguel entre Messdar (Mdr. 1 – coord. T 7 –) et ZeN. 1 (coord. V 7) et dans les zones septentrionales. L'absence complète de relations entre cette répartition des faciès et les courbes isopaques est un phénomène remarquable qui mérite ici encore d'être signalé.

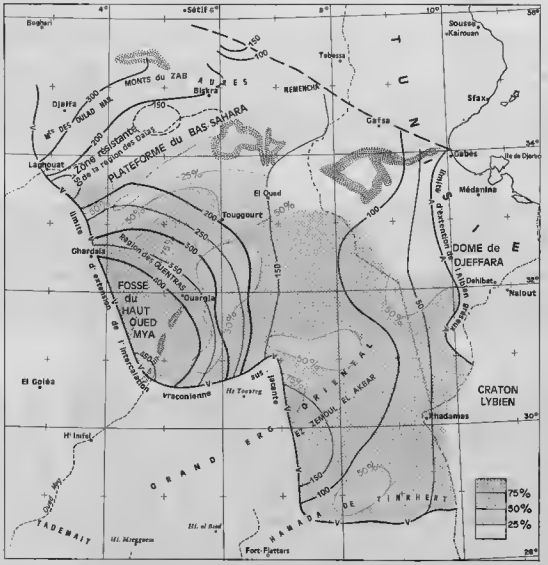


Fig. XI.3. – Carte de l'Albien gréseux – sous l'Albo-Vraconien et dans le domaine de définition de cet intervalle – en courbes isopaques, avec en surcharge la répartition en isopourcentages des éléments clastiques (sables et grès).

Les renseignements sur la granulométrie de cette formation sont malheureusement très incomplets. Dans la plus grande partie du domaine couvert, il s'agit de grès fins ou très fins ou même de pélites : en particulier dans le Grand Erg oriental, la région d'Hassi-Messaoud, celle de Gueddich-Oulougga, de Rhourde-el-Baguel, dans la plus grande partie de la Province septentrionale. Des passées de grès moyens ou même grossiers apparaissent dans l'Est de la Province septentrionale (région de Berriane, Daiet-Settaf – Ds. 1 – coord. P 9 –), dans celle d'Haoud-Berkaoui, dans certains puits du Grand Erg oriental. Des intercalations graveleuses sont

Source : MNHN, Paris

signalées dans la région d'Hassi-el-Hadjar (Qd. 1 – coord. R 6 –), avec des diamètres de l'ordre de 5 mm. Dans le Tinrhert, la série gréseuse grossière apparaît également comme un faciès de marge continentale. Dans le Sud-tunisien l'évolution est frappante, avec des faciès microconglomératiques dans l'extrême-Sud (Te. 1 – coord. X6 –), grossier à Sn.1 – coord. W 7 – et fins ou très fins à Dn. 1 – coord. W 7 –. Au total, il semble que c'est dans la région du Bas-Sahara que l'Albien gréseux comporte le moins de grès et, en même temps, les grès les moins grossiers.

En ce qui concerne les carbonates (interstratifiés *dans* l'Albien gréseux) deux zones de valeurs maximales (carbonates > 10 %) semblent s'individualiser : l'une prend en écharpe le Nord du Grand Erg oriental et s'étend jusqu'au Nord d'Hassi-Messaoud d'une part, jusqu'à Zemoul-Nord (Ze N. 1) d'autre part (*op. cit.* fig. 93). L'autre est centrée sur la région de Talemzane-Daïet-Settal. Chacun de ces deux pôles est auréolé d'une zone où le pourcentage des carbonates est compris entre 5 et 10 % ; puis, la grande partie du domaine correspond à des teneurs inférieures à 5 %. Celle-ci ne s'annule complètement que dans le Gassi-Touil Sud et sous une partie de la hamada de Tinrhert.

En général, les débris de restes organisés sont rarissimes dans ces couches : débris de tests de Mollusques dans quelques intercalations dolomitiques. Seuls abondent les restes végétaux, en débris hématisés ou silicifiés, ou bien sous forme de lignite, soit disséminé dans les grès et les argiles, soit en couches. Parmi les éléments secondaires la pyrite signalée avec beaucoup de fréquence atteste le maintien ou la réapparition de conditions réductrices dans ce milieu de sédimentation. L'anhydrite réapparaît également à divers niveaux dans plusieurs forages. L'abondance des oxydes de fer en ciment ou en imprégnation des grès et des argiles doit être mise en rapport avec des phénomènes au moins parapédologiques, favorisés vraisemblablement par d'extrêmes ralentissements dans la vitesse de sédimentation.

4) CONCLUSIONS.

L'Albien gréseux représente, là où il est surmonté par l'Albo-Vraconien, un faciès en partie hétérochrone prenant une importance croissante de l'Est à l'Ouest. Son épaisseur atteint dans la fosse du haut Oued-Mya des valeurs comparables à celles observées en Berbérie. Le milieu de dépôt de ces grès pose des problèmes non encore résolus, en partie en commun avec les autres grandes nappes d'épandages détritiques. Les couches homologues de l'Atlas saharien et même d'une partie de l'Aurès – en position plus mésogéenne donc – ont en général été qualifiées de continentales ; ceci sur la foi des stratifications entrecroisées, de l'abondance des débris végétaux, de la fréquence des teintes rutilantes, et aussi parce que les organismes – abondants aussi bien dans les couches encaissantes de l'Aptien et du Vraconien, que dans les faciès latéraux de l'Albien du Nord-constantinois et du Nord-algérois – disparaissaient ici complètement. En général donc, sur des arguments négatifs. Or dans le domaine saharien Y. Reyre (1970) a montré que, même dans cet Albien gréseux, Dinoflagellés et Microforaminifères chitineux restent représentés, au moins dans une large portion septentrionale et centrale. Nous voici encore en présence d'un milieu *intermédiaire*, sans équivalent précis dans la nature actuelle, milieu mal défini et bien incapable de nous fournir la moindre lumière sur le mécanisme précis de l'épandage *en surface* de cet immense corps gréseux.

B) ALBO-VRACONIEN (faciès carbonatés de la partie supérieure de l'Albien).

La série que j'ai nommée Albo-Vraconien (1) correspond à un faciés pouvant se substituer à la quasi-totalité de l'Albien gréseux (Sud-tunisien), à sa seule partie supérieure ou ne pas exister du tout (voir ci-dessous l'Albien représenté par le seul Albien gréseux). Nettement définissable quand il existe sous la forme d'une barre carbonatée entre grés albiens et argiles cénomaniennes (partie septentrionale du Sahara par exemple), l'Albo-Vraconien passe vers le Sud et vers l'Ouest de façon continue à une série argilo-dolomitique, argileuse et argilo-pélitique ou argilo-sableuse. Quand, dans ces directions, le dernier banc carbonaté disparaît, j'ai conventionnellement intégré la série argileuse résiduelle à l'Albien gréseux (banalement constitué d'alternances de grès et d'argiles) sans plus distinguer un Albo-Vraconien.

1) AGE DE LA SERIE.

L'absence de faune caractéristique sur la plateforme saharienne interdit toute attribution d'âge directe. Mais l'analogie rigoureuse de la succession lithologique, les jalons fournis par certains forages implantés sur les confins atlasiques (Hm. 1, OuM. 1 – coord. U 10 –) attestent en toute certitude l'identité d'une partie au

(1) "Vraconien" sur la carte Fort-Flatters (1964).

Source : MNHN, Paris

moins de cette barre dolomitique ou argilo-dolomitique saharienne et des calcaires fossilifères du domaine atlasique (Vraconien de la coupe d'Igueifène dans l'Aurès, par exemple). Par ailleurs l'équivalence latérale d'une *partie variable* de l'Albien gréseux et de cet Albo-Vraconien interdit *a priori* d'y voir sur toute son aire d'extension le Vraconien vrai.

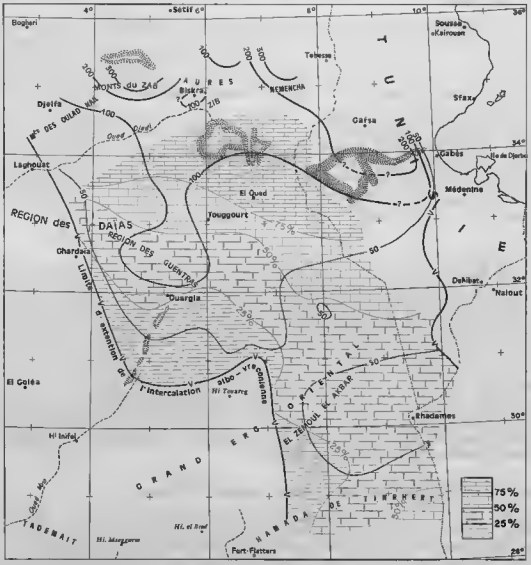


Fig. XI.4. — Carte de l'Albo-Vraconien en courbes isopaques, avec en surcharge la répartition en isopourcentages des carbonates.

2) EPAISSEURS.

Dans cet intervalle relativement mince, les *passages de faciès* entre cet ensemble albo-vraconien et les grès albiens prennent facilement une importance qui est du même ordre de grandeur que les variations à imputer à des différences de subsidence : aussi la signification de la carte en isopaques (fig. XI.4) est-elle ici particulièrement ambiguë.

Les épaisseurs les plus fortes sont localisées dans le Nord et le Nord-Est : la série carbonatée de l'Albo-Vraconien dépasse 300 m au Tebaga de Kebili et 130 m à OuM. 1, près de Négrine. Cette zone de forte

Source : MNHN, Paris

épaisseur tend à se prolonger vers la région d'Ouargla, ainsi que le marque une invagination profonde de la courbe 100. La courbe 50 suit vers l'Ouest et le Sud la ligne de biseautage de l'intercalation albo-vraconienne : elle marque alors l'amenuisement de cette intercalation par passage de faciès à l'Albien gréseux. Vers l'Est au contraire, c'est-à-dire dans le Nord du Grand Erg oriental et en Tunisie, elle localise les amincissements (subsidence moindre et non passage de faciès) qui deviendront maximaux sur le dôme de Djeffara. Une autre zone relativement subsidente, marquée par la courbe 50, couvrirait la partie sud du Grand Erg oriental et la lisière nord-est de la hamada de Tinrhert.

3) FACIES

La proportion des CARBONATES (fig. XI.4) est particulièrement importante à considérer, à la fois parce que ceux-ci caractérisent l'intercalation albo-vraconienne et parce qu'ils suffisent à fournir une idée assez précise de sa composition globale en chaque point, le complément étant apporté par des argiles et des sables et grès. Les valeurs des courbes d'isopourcentages (75, 50 et 25 % de carbonates) et les secteurs successifs qu'elles individualisent s'ordonnent parfaitement entre le domaine mésogéen au Nord-Est et le domaine continental au Sud-Ouest, avec l'anomalie locale que constituent les valeurs relativement fortes d'une partie de la hamada de Tinrhert. *Je crois qu'une telle régularité dans la répartition des zones de faciès est un caractère dont la signification paléogéographique est importante :* seul un plancher sédimentaire d'une extrême horizontalité est compatible avec une telle zonation. D'une horizontalité telle que la répartition des faciès ne se trouve réglée que par la distance au domaine mésogéen d'une part, au domaine continental d'autre part ; sans aucune influence perturbatrice en provenance de différenciations locales d'ordre bathymétrique ; ou d'apports continentaux localisés au droit d'un cours d'eau, comme la chose est classique dans la nature actuelle.

La répartition géographique des ELEMENTS CLASTIQUES de l'Albo-Vraconien (*op. cit.* fig. 96) apparaît parfaitement inverse de celle des carbonates – les argiles formant le complément – : nouvelle manifestation de ce jeu antagoniste des influences marines et des éléments d'exportation continentale. Les quatre zones qui se trouvent délimitées par les valeurs de pourcentages 0, 10 et 30, ont des contours d'une simplicité schématique et une implantation d'une logique paléogéographique parfaite. Il faut souligner que ces intercalations qui représentent les dernières émissions détritiques du Mésozoïque se présentent pratiquement toujours sous la forme de grès ou sables fins ou très fins ou même pélitiques. L'indication de grain moyen est tout à fait exceptionnelle (Ok. 101 – coord. S 7 – à Haoud-Berkaoui) ; celle de passées microconglomératiques, localisées aux abords du craton libyen, à Te. 1.

L'ANHYDRITE n'est jamais abondante (moins de 5 m en épaisseur cumulée), mais néanmoins présente dans la plus grande partie du domaine de définition de l'Albo-Vraconien.

Les RESTES ORGANISES ne sont pas signalés en grande abondance dans ces couches, malgré les influences marines qu'elles manifestent : Foraminifères dans le Nord surtout (*Miliolidae* à Lg. 1 – coord. R 9 –, Pa. 1 – coord. S 9 –) et sporadiquement ailleurs (exemple Akr. 1 – coord. T 7 –) ; nombreux débris de Mollusques, le plus souvent sans précision supplémentaire (Gastropodes à Pa. 1) ; Characées à La. 1 – coord. T 6 – ; débris ligniteux à Hn. 1 – coord. T 8 –. Tout à fait au Sud, sur les affleurements de la hamada de Tinrhert l'équivalent des mêmes couches m'a fourni d'abondants exemplaires de Gastropodes *Viviparidae* (*Campeloma ? alrarensis* Fischer) mêlés à de grandes dents de poissons (*Onchopristis numidus* Haug) : malgré la persistance timide du faciès dolomitique, le milieu de dépôt semble manifester ici les plus franches tendances continentales.

4) CONCLUSIONS.

L'Albo-Vraconien s'étend sur plus de 400 000 km^2 depuis la flexure atlasique et le Sud-tunisien jusqu'au Mzab et à la hamada de Tinrhert. Sur cette superficie on a pu suivre une succession parfaitement progressive de faciès : calcaire ou dolomie massive, à Foraminifères, épaisse de 70 à 100 m, rappelant étroitement les couches homologues de Berbérie, dans la région des Daïas ou le Nord du Grand Erg oriental ; apparition d'argile, puis bancs de dolomies intercalés en nombre de moins en moins abondant dans des argiles ; enfin apparition d'éléments clastiques dans ces argiles et disparition complète des dolomies. L'intervalle ne consiste plus alors qu'en argiles gréseuses et un certain enrichissement en sable suffit à l'intégrer à l'Albien gréseux. Depuis les calcaires de l'Aurès et des confins atlasiques jusqu'aux minces lits de dolomies à *Onchopristis* au sein d'argiles rouges du Tinrhert, il semble bien que l'on couvre une gamme de milieu de sédimentation allant des plus franchement marins à des milieux continentaux : il est remarquable que cela se passe sans le moindre indice d'un *rivage*, sous quelque forme que l'on imagine la discontinuité.

Source : MNHN, Paris

III. ALBIEN GRESEUX GENERALISE
(Domaine dépourvu de faciès carbonatés à la partie supérieure de l'Albien)

1) DEFINITION ET AGE DE LA SERIE.

Dans une série plus continentale encore qu'elle ne l'est ailleurs les arguments paléontologiques font totalement défaut pour envisager une datation directe de ces couches. L'attribution à l'Albien ne résulte que de la position entre la barre aptienne et les argiles cénomaniennes. Et cette attribution se trouve entachée de toute l'incertitude qui pèse, dans les régions marginales, sur l'âge et la définition de ces repères encaissants ; en particulier la barre aptienne dans le Tademaït (voir ci-dessus). Sur un certain nombre de structures du Gassi-Touil, il a été attribué à l'Albien – en l'absence d'Aptien sous-jacent – les grès infra-cénomaniens discordants sur divers termes du Crétacé, du Jurassique, voire du Trias (fig. XI.1). En même temps, sur ces structures, la série albienne apparaît exceptionnellement amincie ; sans que l'on puisse savoir si la succession s'y trouve incomplète par la base (transgression ayant débuté tardivement), ou si la subsidence y a été plus faible tout au long de l'histoire albienne.

2) EPAISSEURS.

Les amincissements exceptionnels qui s'observent : 1) dans la région de Bordj-Nili – Tilhremt 2) dans la région de Méhaiguène, prolongent remarquablement le craton du Grand Erg occidental. Leur alignement au moins approximatif avec les zones minces du Constantinois (axe Edough – Bellezma de G. Blant et D. Reyre, 1952) m'a paru avoir une certaine signification : d'où la désignation de l'ensemble sous le nom de *"Dorsale grand Erg occidental – Constantinois"*. L'absence de valeurs d'épaisseur précises de l'Albien dans l'Atlas saharien occidental (djebel Amour, monts des Ksour) empêche de cartographier en détail le glacis nord-occidental de cette dorsale. Par contre en direction du Sud-Est, les épaississements sont rapides, car la fosse du haut-oued-Mya se creuse jusqu'à proximité de la dorsale et du craton du Grand Erg occidental. Cette fosse du haut-oued-Mya se marque en particulier par toute une immense zone (300 x 400 km) où les épaisseurs de l'Albien se sont avérées supérieures à 400 m. Des épaisseurs supérieures à 500 m ont même été rencontrées çà et là (Hassi-Fahl-HF1. 1 – coord. P 7 –, certains puits d'Haoud-Berkaoui). La décroissance est lente et très régulière en direction du Tademaït : les épaisseurs très faibles qui ont été notées sous le Tadémaït proprement dit, ne devant être prises que comme un ordre de grandeur étant donné l'incertitude qui entache ici la définition de la barre aptienne.

L'exploration du Gassi-Touil a révélé une diversité exceptionnelle : coexistence d'épaisseurs très faibles (inférieures à 100 m) et de valeurs beaucoup plus élevées. Il semble que les structures anticlinales, déjà individualisées dans l'histoire anté-albienne, se soient à nouveau manifestées sous la forme de zone de résistance individuelle à la subsidence régionale. Par ailleurs les approches du môle d'El-Biod se marquent par des amincissements brutaux qui suggèrent, une nouvelle fois, un jeu ascendant de cette cordillère dans la sédimentation albienne, ayant pu contribuer à l'alimentation en matériel détritique : on verra quels éléments amènent à cet égard l'étude des faciès. Enfin une assez vaste zone, relativement subsidente, apparaît au Nord du Tinrhert, entre le Gassi-Touil et le Zemoul-el-Akbar.

3) FACIES.

Il est surtout important de souligner ici la concordance entre les indications fournies par les pourcentages en éléments détritiques et celles amenées par les considérations granulométriques. Les séries où les éléments clastiques forment plus de 75 % du total sont groupées à l'Ouest et au Sud-Ouest d'une ligne allant de Belketaïef à El-Biod (fig. XI.5) : dans ce que l'on peut considérer comme le fond du bassin. Quant au grain, je rappelle qu'il est fin ou très fin dans les régions de Bordj-Nili et de Tilrhemt, sous le bassin du haut-Oued-Mya (HL1. 1, St. 1 et jusqu'à El-Goléa) ; qu'il ne commence à admettre de passées grossières que dans le Sud-Ouest du Mzab ou sous les hamadas sud-oranaises, aux abords du Tademaït (Ba. 1 – coord. R 5 –, Me. 1 – coord P 5 –, Df. 1a – coord R 4 –) ; que les niveaux franchement grossiers ne tendent à envahir toute la formation que sur le Tademaït proprement dit (Rg. 2, Ai. 1, Ir. 2 – coord. M 4 –, Az. 2 – coord. L 3 –). De même dans le Gassi-Touil, alors que les puits les plus septentrionaux (Feidjet-el-Moulay – Nezla) ont un matériel albien fin à très fin, les puits plus méridionaux admettent des passées à grain moyen ou grossier.

Les faciès carbonatés ne restent relativement abondants que dans le Nord, dans la région de Bordj-Nili-Tilrhemt où ils atteignent ou même dépassent 10 %. Ils s'amenuisent vers le Sud, toute quantité significative disparaissant au Sud d'Hassi-Fahl et dans la région d'El-Gassi. Il est à noter enfin que la direction générale Nord-Ouest – Sud-Est des zones d'isopourcentages que faisait apparaître le domaine voisin (celui comportant un Albo-Vraconien) se poursuit remarquablement ici. Les restes organisés signalés dans cette série ne consistent qu'en quelques dents de Poissons, Lamellibranches, Gastropodes, Ostracodes, Miliolidés.

Source : MNHN, Paris

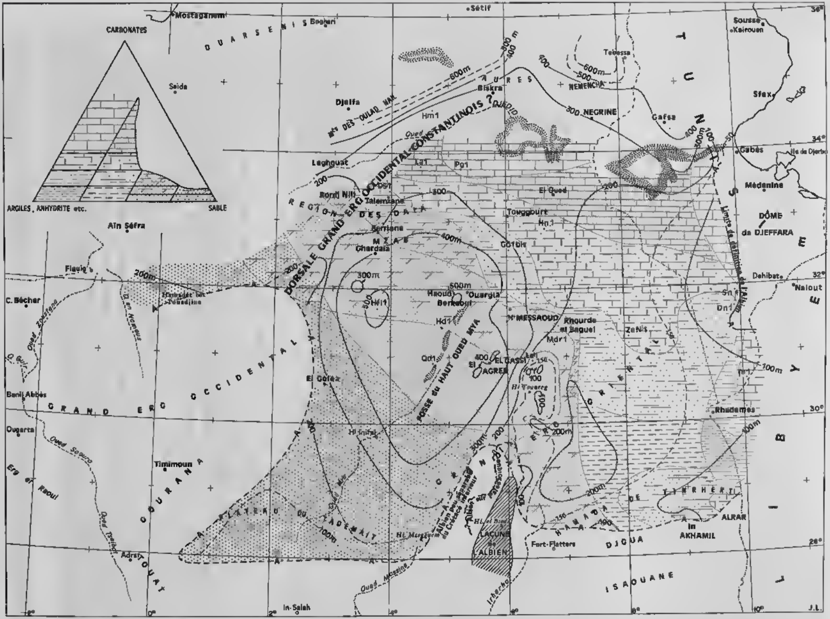


Fig. XI.5. – Carte de l'Albien (Albien gréseux + Albo-Vraconien) en isopaques (équidistance 100 m) avec en surcharge représentation des composants lithologiques.

Source : MNHN, Paris

4) CONCLUSIONS.

Le grand intérêt de cette concordance entre les observations tirées des épaisseurs et celles tirées du faciès, c'est de suggérer fortement que ces couches, en position marginale, celles du Tademaït ou des abords du môle d'El-Biod par exemple, doivent être peu éloignées des limites originelles. **Limites d'affleurements et limites d'extension seraient peu différentes.** La conclusion est d'importance car si l'absence d'Albien sur les reliefs périphériques (Ougarta, Tassilis et Hoggar, etc.) fournissait une présomption dans ce sens, cet argument à caractère négatif ne pouvait à lui seul amener la moindre certitude.

D'ailleurs en certains points, en particulier à la périphérie du môle d'El-Biod (Aa. 1 – coord. T 5 –, Mo. 1 – coord. S 4 –), il semble que ce soient les couches albiennes qui reposent en discordance sur le Paléozoïque : en ces lieux par conséquent l'extension du Mésozoïque anté-albien s'inscrivait à l'intérieur du périmètre du bassin actuel.

IV. DONNEES PARTICULIERES SUR LES ZONES D'AFFLEUREMENTS

1) LE SUD-TUNISIEN.

Parmi les résultats déjà exposés par ailleurs (1967) je rappellerai seulement que la grande falaise du Sud-tunisien ne se présente pas *a priori* comme une région dépourvue d'Albien, mais comme une région d'extrême amincissement où la disparition de tout faciès détritique et l'envahissement de tout l'ensemble apto-cénomanien par des carbonates ne permettent plus de distinguer l'Albien et d'en préciser la position.

En outre j'ai signalé qu'aux deux extrémités de l'arc de Djeffara, dans la région du Tebaga de Médenine d'une part, aux environs de Garian d'autre part, on trouve une *barre carbonatée inférieure* subordonnée aux argiles à gypse du Cénomanien. Dans les deux cas cette barre, qui comporte à sa base des faunes de l'Aptien supérieur ou terminal, pourrait représenter aussi l'Albien et le Vraconien. Et, dans les deux cas encore, cette barre se termine par des niveaux silicifiés, noirs, très remarquables dans le paysage. Or, plus au Nord, au Tebaga de Kebili, dans la coupe du Foum-el-Argoub par exemple, une succession un peu analogue se remarque : des niveaux silicifiés existent également au mur des argiles cénomaniennes, au toit d'une corniche carbonatée qui forme la première cuesta, l'interne, du djebel (la corniche "cénomanienne" *auctorum*). Et ces niveaux silicifiés sont pétris de Rudistes de détermination générique incertaine (*Distefanella* ou *Eoradiolites*). Or il est intéressant de rappeler, à ce propos, la fréquence des Rudistes dans le Vraconien de l'Algérie et de la Tunisie atlasique. Cette observation est une nouvelle illustration de l'extraordinaire homogénéité des faciès à la surface de la plateforme saharienne et du Nord-Ouest du bouclier africain.

2) LA HAMADA DE TINRHERT.

a) ALBIEN GRESEUX. Sous la plus grande partie de la hamada de Tinrhert, nous avons vu que la présence de la barre aptienne permet de définir l'Albien – non sans une incertitude notable d'ailleurs –. Mais cette barre aptienne, réduite déjà à une intercalation argileuse, disparaît par biseautage légèrement en aval-pendage des affleurements : il est alors impossible de repérer la base de l'Albien, en particulier dans les coupes offertes par les affleurements de la région d'In Akhamil – Afrar et également dans tout le couloir du Djoua.

Dans la série révélée par sondages, on a noté surtout un amincissement rapide et spectaculaire de l'*Ouest* (EOS. 1 – coord. U 5 –, 186 m ; Tf. 101 – coord. U 4 –, 88 m) *vers l'Est* (Es. 101, – coord. W 4 –, 36 m ; EsE. 101, 29 m). Certes on peut voir là une manifestation du craton libyen ; cette répartition est néanmoins originale, car les séries du Tinrhert sont souvent caractérisées, dans leur histoire mésozoïque anté-albienne, par un amincissement vers l'Ouest, sur un craton de l'Issaouane qui n'a cédé que lentement et faiblement à la subsidence. La proportion globale des éléments détritiques – comprise partout entre 50 et 70 % – ne montre pas d'évolution remarquable ; tandis que les carbonates sont absents ou à peine représentés.

Par ailleurs, les coupes de forages mettent régulièrement en évidence deux unités successives. 1) *A la base une série gréseuse*, souvent grossière, ligniteuse ; c'est le "Taouratine supérieur" des logs de cette région. Cet intervalle n'est pas distinguable sur le terrain de l'ensemble des grès du plateau de Taouratine sous-jacent. 2) *Au sommet une série argilo-sableuse* correspond aux couches tendres qui affleurent dans les gours d'In-Akhamil et d'Afrar, sous la série à lits dolomitiques de l'Albo-Vraconien. Dans l'ensemble les passées grossières existent partout et elles caractérisent, avec l'amincissement remarquable déjà signalé ci-dessus et la disparition des carbonates, cet Albien gréseux du Tinrhert, qui apparaît ainsi comme une série marginale.

b) ALBO-VRACONIEN. C'est sans doute un des résultats les plus inattendus des corrélations rendues possibles par les forages d'exploration pétrolière que d'avoir permis de rapprocher de l'Albo-Vraconien une série carbonatée qui affleure dans la région d'In Akhamil – Afrar (1). Dans les coupes de forage cet Albo-

(1) Et également sur le territoire libyen, à la même latitude, où, sous le nom de calcaire isabelle, elle a été attribuée de façon erronée au Barrémo-Aptien par J. Ph. Lefranc (1959).

Source : MNHN, Paris

Vraconien, souvent nommé sur les logs "série carbonatée supérieure", est épais dans le Nord (plus de 80 m), aux confins du Tinrhert proprement dit et du Zemoul-el-Akbar, puis s'amincit jusqu'à des valeurs comprises entre 20 et 40 m ; ce qui correspond aux épaisseurs observées aux affleurements, sous les argiles cénomaniennes de la falaise du Tinrhert. Les carbonates, peu ou très peu abondants dans l'Ouest, tendent à le devenir plus dans l'Est ; d'où le fait qu'ils atteignent les affleurements du Sud du Tinrhert sous la forme de lits dolomitiques, renfermant des *Campeloma* et de grandes dents de *Platyspondylus (Onchopristis)*, intercalés dans des argiles rouges.

Il convient de rappeler qu'aucune couche carbonatée du Jurassique supérieur ou de l'Aptien par exemple n'avait atteint une région aussi méridionale ; ou du moins ces faciès carbonatés s'y trouvant largement mélangés d'apports détritiques ne prenaient aucune individualité, au sein d'une succession argilo-gréseuse monotone. Hormis ces passées dolomitiques ou parfois calcaires, l'Albo-Vraconien est quasi entièrement constitué d'argiles rouges, brunes, gris-vert, parfois bariolées ; les éléments clastiques plus grossiers tendant à se cantonner surtout dans quelques forages nord-occidentaux.

3) LE POURTOUR DU TADEMAIT : "Continental intercalaire" du Gourara, Touat et Tidikelt.

On sait l'impossibilité de dater directement les séries argilo-gréseuses du Continental intercalaire, qui séparent dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt, les couches paléozoïques plissées sur lesquelles elles sont discordantes et le Cénomanien lagunaire ou marin qui les surmonte en concordance. Les seuls restes organisés qui y ont été découverts consistent en débris de Vertébrés dont la valeur stratigraphique est insuffisante pour étayer une attribution d'âge tant soit peu précise : ces séries ont donc été tour à tour attribuées au seul Albien ou à une série beaucoup plus compréhensive. Les données de sondages, si elles n'apportent pas de certitudes stratigraphiques à ce problème de l'attribution du Continental intercalaire, fournissent néanmoins des hypothèses importantes.

Si l'on considère les valeurs d'épaisseurs de l'Albien observées sous le Tademaït – là où l'Aptien est encore définissable, plus ou moins dubitativement –, et que l'on extrapole vers le Sud en tenant compte de l'évolution générale des épaisseurs, on arrive pour l'Albien du Tidikelt à une épaisseur d'un ordre de grandeur très inférieur à 100 m. L'épaisseur de Continental intercalaire de cette région (A.F. de Lapparent, 1947) étant plusieurs fois supérieure à ce chiffre, il est plausible et vraisemblable que cette série ne comprend pas que le seul Albien, mais au contraire que l'Albien n'en représente que la partie supérieure. Par ailleurs le biseautage des séries anciennes (triasique et jurassique), observé en sondages au Nord du Tademaït et qui se poursuit sous le Tademaït, a pu être cartographié, de façon très hypothétique d'ailleurs (voir *op. cit.*, pl. 5 et bloc supérieur de la fig. VI.1). Ce biseautage rend éminemment probable que ces séries mésozoïques anciennes ne sont pas présentes aux affleurements du pourtour du Tademaït, contrairement à ce qui est le cas dans les affleurements du Sud du Tinrhert (Trias et Jurassique des séries de Zarzaïtine et de Taouratine).

On voit ainsi comment les différents arguments tirés des données de sondages convergent pour suggérer que le Crétacé inférieur et lui seul doit être présent dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt, dans les séries rapportées au Continental intercalaire (1).

V. LISTE DES FOSSILES
(Sondages algéro-tunisiens et affleurements du Tinrhert)

Arénacés. Miliolés. *Miliolidae. Discorbis. Anomalinoïdes. Planulina* sp. *Epistomina.* Débris d'Echinodermes. Ostracodes. *Cytherella* sp. Débris de Mollusques. Lamellibranches. Rudistes. Gastropodes. *Viviparidae. Campeloma alvarensis* Fischer. Dents de Poissons. Dents de *Platyspondylus. Onchopristis numidus* Haug. Characées.

N.B. Les récoltes effectuées dans les couches richement fossilifères du Tebaga de Kebili ne sont pas mentionnées ici.

VI. CONCLUSIONS GENERALES

Avant l'Albien, les dépôts carbonatés et argileux de la barre aptienne avaient marqué une importante émission des apports détritiques. Avec cet étage, au contraire, réapparaît sur la plateforme saharienne et une partie de la Berbérie une très vaste nappe d'épandage détritique, dernière émission gréseuse du Mésozoïque avant la grande émission du Crétacé supérieur. Cette nappe d'épandage détritique, pour être dans l'ensemble moins épaisse, moins grossière et moins vaste que celle du Barrémien est néanmoins démesurée par rapport aux corps sableux deltaïques de la nature actuelle (fig. XI.6).

(1) G. Conrad, à qui j'ai très tôt exposé ces arguments, a d'ailleurs adopté la même attribution dans son ouvrage (1968) traitant de l'évolution continentale post-hercynienne de ces régions sahariennes ; j'en conclus au moins qu'il n'a pas eu connaissance d'arguments qui viennent s'y opposer.

Source : MNHN, Paris

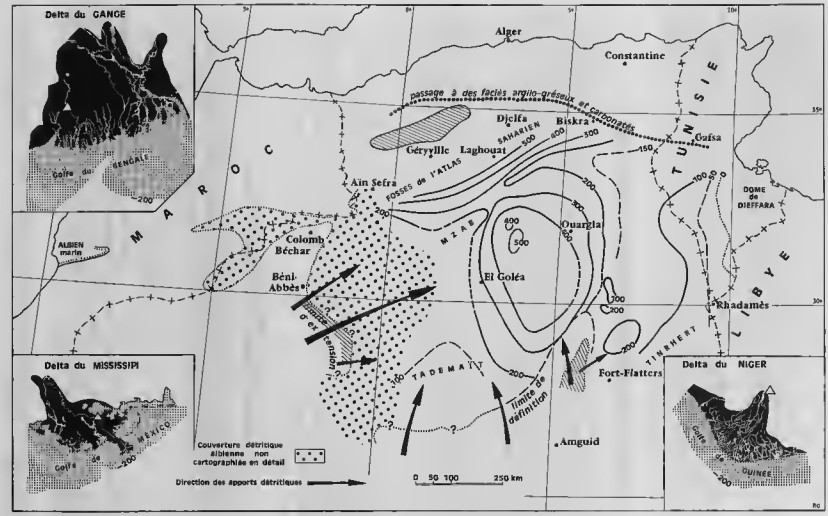


Fig. XI.6. — **Carte d'extension et d'épaisseur de l'Albien gréseux :** l'aire recouverte par les sédiments détritiques albiens dépasse 1 000 km du Nord au Sud et 1 300 km de l'Est à l'Ouest. On comparera à la taille de trois grands systèmes deltaïques de la nature actuelle dessinés à la même échelle. Dans toute la partie nord-est de la plateforme saharienne les grès sont très fins ou même sont pélitiques. Des grès à grain moyen, des graviers ou des galets (grès à dragées *auctorum*) apparaissent principalement sur les marges ouest (Mzab), sud-ouest (Tademaït) ou sud (Tinrhert).
La représentation des épaisseurs ne fournit que partiellement une image de la subsidence qui a affecté la plateforme saharienne à cette époque. Car aux effets de la subsidence s'ajoutent ceux du passage de faciès par lequel l'Albien gréseux est remplacé de plus en plus complètement par les carbonates vers l'Est (voir fig. XI.2).
N.B. : La limite de définition de la carte correspond en général à la disparition de la barre aptienne sous-jacente à l'intervalle cartographié ; du fait de cette disparition, l'Albien n'est plus définissable et se perd dans un corps gréseux, globalement attribué au Crétacé inférieur. La limite d'extension, au contraire, correspond en principe au rivage sédimentaire et à la limite extrême des dépôts de cette époque.

Source : MNHN, Paris

La répartition des épaisseurs montre des traits originaux, inconnus avant la révolution barrémienne. En particulier le déplacement de la zone de subsidence maximale dans la région du haut-Oued-Mya ; les amincissements à la verticale des structures chauves du Gassi-Touil ; le déplacement du môle du Tebaga de 50 á 150 km vers le Sud et le Sud-Est, vers un *dôme de Djeffara* difficile á localiser avec précision étant donné la pénurie d'affleurement.

Le *craton du Grand Erg occidental* n'est pas un trait nouveau ; il se prolonge, peut-on penser, par la région très peu épaisse de Bordj-Nili. La connaissance meilleure que nous avons des régions atlasiques á partir de l'Albien, a permis un rapprochement entre ces zones résistantes du Nord-Ouest saharien et certaines zones de Berbérie. J'ai proposé l'hypothèse suivante : les amincissements tout à fait remarquables de la région de Constantine (axe *Edough-Bellezma* des auteurs), loin de représenter le prolongement des Hautes-Plaines algéroises, pourraient constituer la dernière amygdale d'une dorsale allant du Grand Erg occidental jusqu'á proximité du rivage méditerranéen . . . Cette hypothèse peut se développer, car on peut considérer la *fosse du haut Oued-Mya* comme l'homologue du *bassin constantino-tunisien.* Il est évident que de tels rapprochements, s'ils sont justifiés, amoindriraient – *pour ce qui est des temps mésozoïques* – les différences qui opposeraient radicalement, suivant tant d'auteurs, le domaine saharien et celui de la Berbérie.

Les éléments détritiques de l'Albien gréseux sont en général á grains fins ou même pélitiques : les niveaux á dragées ont une extension inférieure à celle du Barrémien. L'indication de grain moyen ou de graviers n'apparaît que sur les marges du domaine couvert : Mzab, Tademaït, Tinrhert. L'absence quasi totale de faunes marines ou du moins leur présence sous la seule forme de Dinoflagellés et de Microforaminifères chitineux, cantonnés á un domaine septentrional et central (Y. Reyre, 1970), l'abondance des restes végétaux et du lignite, la fréquence des argiles rouges sont autant d'arguments en faveur, sinon de conditions purement continentales, au moins d'une origine fluvio-deltaïque.

Mais ces grès fluvio-deltaïques ne représentent la totalité de l'Albien que dans les régions occidentales de l'Algérie atlasique (zone tellienne exclue) et dans les régions occidentales et méridionales de la plateforme saharienne. Au contraire, l'Est et le Nord-Est qui sont les directions d'ennoyage et par conséquent d'ouverture vers la Mésogée, correspondent á un amenuisement des faciès détritiques, progressivement relayés et remplacés par des dépôts carbonatés. De l'Est vers l'Ouest en Berbérie – par exemple depuis les monts de Tebessa jusqu'aux Monts des Ksour –, ou du Sud-Ouest au Nord-Est sur la partie algéro-tunisienne de la plateforme saharienne, on assiste ainsi á une remarquable *montée* du toit des sables, depuis le Barrémien (1), puis l'Albien, le Vraconien et enfin le Cénomanien (2). Le phénomène a été illustré (Fig. XII. 1) sur la plateforme saharienne par des coupes de sondages et d'affleurements implantées du djebel-Onk (á l'Est des Nememchas), jusqu'au djebel-Guehhad, á proximité de la bordure tassilienne : on y voit le toit des sables, situé tout á fait au Nord sous l'Aptien, remonter progressivement, franchissant tout l'Albien pour arriver dans le Cénomanien.

Dans cet affrontement géographique des faciés gréseux et carbonatés, une ligne m'a paru intéressante qui est la limite de biseautage et d'extinction des carbonates vers l'Ouest. Car cette ligne est en parfaite continuité de part et d'autre de la flexure saharienne et elle est perpendiculaire á cette frontière des domaines saharien et atlasique : nouvel exemple de l'unité existant entre la partie saharienne et la partie atlasique, unité trop souvent dissimulée par le contraste actuel hérité des déformations tertiaires et quaternaires. R. Laffitte faisait remarquer en 1939 que "depuis les environs de Tlemcen jusqu'á Biskra et dans le Sud-tunisien, c'est-á-dire sur plus de 1 500 km de long, *le rivage de la mer s'est avancé vers le Sud* au Vraconien, d'environ 50 á 200 km suivant les régions". Actuellement les données sahariennes établissent *une avancée des carbonates de l'Albien supérieur* ayant dépassé la flexure saharienne de 800 km vers le Sud, au moins à la longitude du Tinrhert oriental. Et grâce á la densité du réseau de sondages, il est possible de suivre l'évolution parfaitement progressive de ces carbonates : depuis les calcaires à faunes marines du Nord Sahara et de l'Aurès jusqu'aux minces lits de dolomies á *Onchopristis* au sein d'argiles rouges du Tinrhert. **Le passage de la sédimentation gréseuse du Crétacé inférieur à la grande transgression du Crétacé supérieur se trouve ainsi précisé à la fois dans le temps et dans l'espace pour tout le Nord-Ouest africain.**

(1) Les sables barrémiens eux-mêmes disparaissant lorsque l'on passe dans cette province encore plus mésogéenne que représentent les régions telliennes.

(2) Sans parler des calcaires gréseux du Turonien, lá oú cet étage est transgressif sur le Paléozoïque (Guehhad), ou des faciès sporadiquement détritiques du Sénonien, au Tademaït et au Tinrhert méridional.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XII

CENOMANIEN p.p. max.

1. INTRODUCTION

Les terrains étudiés dans ce chapitre ne comprennent pas la dalle carbonatée du Cénomanien supérieur du Sahara algérien, qui a livré depuis plus d'un siècle à de nombreux géologues les faunes sahariennes classiques de cet âge. L'obligation d'adopter, dans l'étude des sondages, une limite déterminable sur les logs lithologiques et les diagraphies – à l'exclusion d'un recours aux arguments paléontologiques, évidemment impossible de façon systématique – m'a conduit en effet à grouper cette dalle carbonatée sommitale avec les carbonates du Turonien. Il ne sera donc question ici que des terrains à dominante argileuse, sous-jacents à ces carbonates et qui forment, sur la plus grande partie de la plateforme saharienne, plus des 9/10e de l'épaisseur totale de l'étage.

A. HISTORIQUE.

Dans le Sud-tunisien et dans le djebel-Nefousa (Tripolitaine), les couches argilo-carbonatées sous-jacentes à la barre dolomitique massive du Turonien ont fourni de longue date quelques fossiles cénomaniens. Au contraire aux affleurements du Sahara algérien (Mzab, Tadémaït, Tinrhert), sous les calcaires de la grande transgression du Cénomanien supérieur-Turonien, seules existent des argiles à gypse, azoïques, qui elles-mêmes reposent sur les grès rapportés à l'Albien. Jusqu'à une date récente la plupart des auteurs ont laissé ces argiles à gypse dans le "Continental intercalaire", dont elles formaient donc le membre sommital. Certains auteurs néanmoins (J. Flandrin, 1952 ; R. Karpoff, 1953) les ont attribuées au Cénomanien ; attribution qui se justifiait par l'homologie absolue qui existe entre cette succession lithologique saharienne et celle que l'on peut observer à proximité immédiate, dans le domaine de la Berbérie ; et par le fait qu'en Berbérie cette série d'argiles à gypse passe à des marnes fossilifères cénomaniennes.

B. LIMITES.

La **limite inférieure** a été située, en général, au contact des faciès résistants de l'Albien gréseux ou de l'Albo-Vraconien carbonaté, dessous, et d'une passée argileuse, conductrice, dessus – cette dernière épaisse de 10 m à quelques dizaines de mètres. Diverses observations donnent à penser que ce contact reste approximativement synchrone, au moins dans une partie importante du domaine considéré, et ceci en dépit du fait que les apports détritiques se sont perpétués d'autant plus tardivement que l'on considère une région plus méridionale. La figure XII. 1, appuyée seulement sur huit coupes distantes au total de plus de 1 000 km, suffit pour montrer que certaines limites – semblant approximativement synchrones – peuvent se suivre en dépit d'une montée remarquable du *front* des sables. En fait, dans bien des cas, la succession telle qu'elle a été décrite ci-dessus (passée argileuse sur grès albiens) se modifie plus ou moins profondément : l'envahissement par les carbonates, tant de l'Albo-Vraconien que du Cénomanien sus-jacent, dans le Nord-Est saharien rend difficile la localisation de cette limite ou même impossible (Apto-Cénomanien indifférenciable du Sud-tunisien). En outre la montée du *front* des sables dans les régions les plus méridionales (certains puits du Gassi-Touil) tend localement à faire perdre tout synchronisme à la limite envisagée.

La **limite supérieure** pose des problèmes plus complexes que j'ai déjà exposés en détail (1969, p. 267-270 et fig. 16 ; *op. cit.*). Le contact lithologique retenu – celui qui sépare les argiles à évaporites dessous, des couches carbonatées massives dites turoniennes, dessus – semble varier très légèrement quant à son âge d'une extrémité à l'autre de la plateforme saharienne. Dans la plus grande partie du domaine, les premiers mètres des

Source : MNHN, Paris

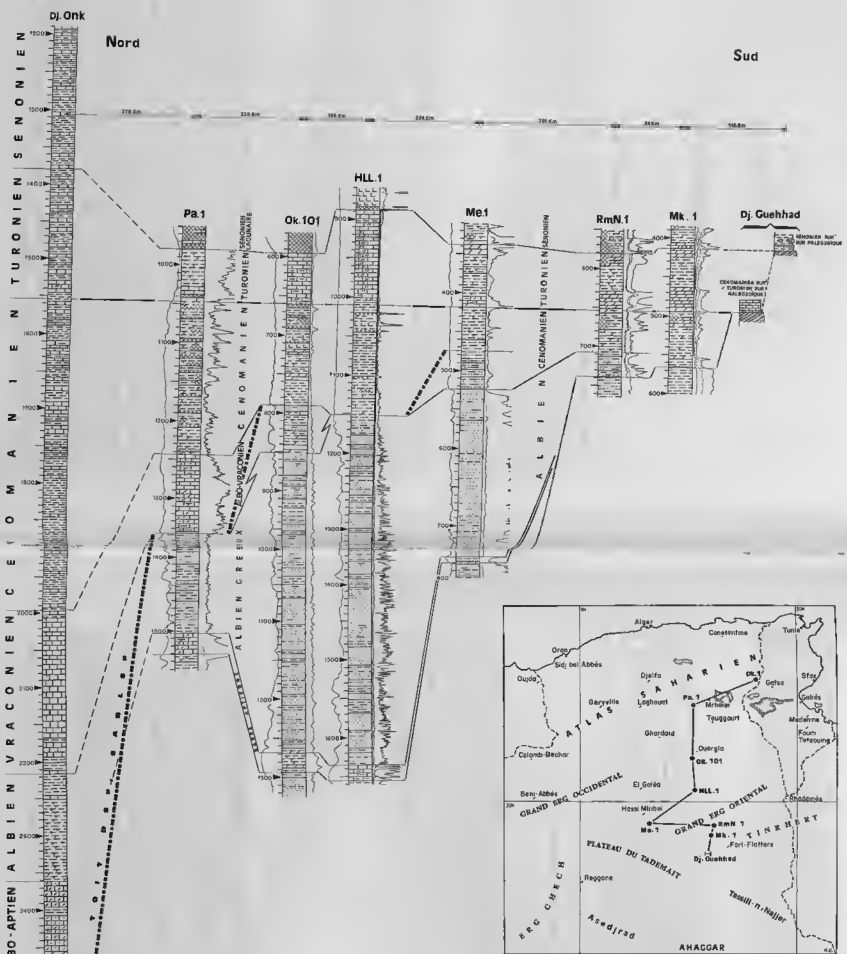


Fig. XII.1. – Montée du "front" des apports détritiques dans le Crétacé moyen, depuis le bassin constantino-tunisien (coupe de forage du Dj. Onk) jusqu'au Dj. Guehhad (50 à 70 km à l'Ouest de Fort-Flatters), par la région de Dzioua (Pa.1), d'Ouargla (Ok.101), d'Hassi-Leila (Hl.1), Miribel (Me.1), Remade Nord (RmN.1) et Mkratta (Mk.1), au total plus de 1 000 km. Alors que même l'Apto-Albien est dépourvu d'apports détritiques – en quantité notable – au dj. Onk, dès Pa.1 ces apports envahissent une grande partie de l'Albien, puis le Vraconien, puis apparaissent même dans une partie du Cénomanian (Me.1). On constate néanmoins que le parallélisme des différentes lignes de corrélation – depuis la "barre aptienne" remarquablement repérable, jusqu'au toit du Turonien – vient suggérer que la base du Cénomanien (contact avec l'Albien) conserve vraisemblablement un synchronisme au moins approximatif. Les coupes de la figure sont évidemment trop peu nombreuses et trop distantes pour prouver quoique ce soit dans ce domaine : il est nécessaire de s'appuyer pour de telles corrélations sur l'ensemble des sondages existants.

Source : MNHN, Paris

calcaires sus-jacents, sont encore cénomaniens : c'est le cas aussi bien sur le pourtour du bassin (Tinrhert, Tademaït, région d'El-Golea) où le premier plateau calcaire a livré de riches faunes cénomaniennes, que dans la plupart des coupes des sondages où une partie de la barre calcaire – celle sous-jacente à une certaine zone à Fissurines, identifiée çà et là – serait encore d'âge cénomanien. Par contre dans l'extrême-Nord, à Ph. 1 (coord. S 9) par exemple, la barre massive – d'ailleurs amincie – semble débuter plus haut : quelques mètres de Turonien existeraient déjà dessous, dans les couches à intercalations anhydritiques de l'ensemble "Cénomanien".

C. AGE DE LA SERIE.

J'ai déjà évoqué l'homologie évidente qui existe entre cette série du Crétacé moyen saharien et celle de Berbérie et les arguments qu'apporte cette équivalence latérale du moment qu'en Berbérie ces faciès argileux passent à des marnes fossilifères. En outre, le Cénomanien ici étudié est caractérisé par la présence de quelques fossiles, en particulier dans la Province septentrionale : niveau à Préalvéolines dans la partie inférieure, à Rotalidés dans la partie supérieure. Enfin, même quand les couches argileuses considérées, s'intercalant de gypse ou d'anhydrite, sont devenues pratiquement azoïques, la présence continue à leur toit de calcaires renfermant la même faune du Cénomanien supérieur ou terminal *(Neolobites* puis *Calycoceras)* suggère que ces couches argileuses représentent toujours du Cénomanien.

II. DONNEES SUR LES ZONES D'AFFLEUREMENTS

A. LA HAMADA DE TINRHERT.

Le Cénomanien, à l'exclusion de la dalle calcaire sommitale, est constitué très régulièrement aux affleurements du Tinrhert par 130 à 140 m ou parfois 150 m d'argiles à bancs de gypse massif : une *coupe schématique* en est reproduite dans la fig. II.1, sous l'indice C.1 et une cartographie relativement complète en a été fournie par ailleurs pour tout le Tinrhert oriental, couvert par la feuille *Fort-Flatters* (1964). L'importance de cette masse argileuse, sous la dalle calcaire du Cénomanien supérieur – Turonien, rend compte de la taille exceptionnelle de la falaise (ou *baten*) correspondante. La même falaise d'ailleurs ceinture les affleurements de Crétacé supérieur depuis la frontière libyenne jusqu'au pourtour du Tademaït et aux confins de la région des Daïas (El-Louha), au-dessus du pays gréseux, très plat. Pour ce qui est du détail de la succession notons que : 1) 30 à 50 m de base, au-dessus de l'Albo-Vraconien à passées carbonatées, sont surtout constitués de couches argileuses homogènes, en général rouges ou brun-rouge, à peu près dépourvues de gypse ; 2) les 25 à 35 m, en position médiane, sont particulièrement riches en gypse massif, qui forment une falaise très remarquable par exemple dans les gours et les mesas d'In-Akhamil (cf. fig. 1, *in* G. Busson, 1960) ; 3) les 60 à 70 derniers mètres sont constitués d'une alternance d'argiles vertes ou rouges, parcourues de filons de gypse, de bancs de gypse massif stratifié, et dans les 40 m sommitaux de bancs de dolomie blanchâtre, crayeuse ou poreuse ou parfois construite de débris. Ces intercalations dolomitiques existent aussi bien dans la région de Fort-Flatters à l'Ouest, que dans la région d'In-Akhamil-Alrar, à l'Est ; mais à In-Akhamil un de ces bancs m'a fourni des petits Lamellibranches et un Oursin de petite taille (Pseudodiadématidé ?), prouvant l'existence d'un milieu marin dans cette série jusqu'alors trop souvent qualifiée de continentale.

L'évolution latérale de cette série ne peut être qu'esquissée. Je ne ferai allusion qu'à deux points.

1) Dans le TINRHERT ORIENTAL (feuille *Fort-Flatters*), le mur des gypses *remonte* de façon frappante, de l'Ouest (région d'Ohanet) à l'Est (région d'Alrar). Cette évolution, dont on trouve l'illustration dans une figure donnée précédemment dans ce texte (fig. III.3, fondée sur des forages implantés près de la falaise) se poursuit en Libye par exemple dans la région d'In-Azar, ainsi que j'ai pu moi-même le constater. Bref en direction du craton libyen la sédimentation argilo-carbonatée, et secondairement détritique, s'est poursuivie de plus en plus longtemps, retardant l'installation des lagunes à gypse, parce que repoussant les influences marines lointaines.

2) Dans le TINRHERT CENTRAL, à proximité des môles paléozoïques du djebel-Guehhad, djebel-Akhal, etc., il est tout à fait frappant que le faciès de ces argiles à gypse ne se modifie que très peu. Au périclinal sud du Guehhad, le Cénomanien sub-horizontal s'applique contre un escarpement de grès et quartzites cambro-ordoviciens, tout en restant argileux : seuls les derniers décimètres, au contact, apparaissent grossièrement conglomératiques. C'est en partie ce que l'on s'est efforcé de schématiser sur la figure ci-jointe (fig. XII.2).

3) Alors que dans le Tinrhert oriental (feuille Fort-Flatters), le Cénomanien argileux finit toujours, vers le Sud, sur une limite d'érosion, le TINRHERT OCCIDENTAL (feuille *Amguid* et *Hassi-Inifel)* au contraire

Source : MNHN, Paris

permet d'observer le biseautage de ces couches, en particulier dans la région de Daïet-Djerdjir. La figure ci-jointe (XII.3) résume les faits principaux : disparition des gypses stratifiés dans les dernières centaines de mètres ou les derniers kilomètres, amincissement et biseautage des argiles, sans que celles-ci ne se chargent, de façon sensible, en sédiments détritiques. Il faut noter aussi la coïncidence entre la disparition des gypses et ce que j'ai appelé la "flexure sud-hamadienne", le long de laquelle les terrains du Crétacé supérieur, jusqu'alors pratiquement horizontaux, accusent brutalement un pendage élevé (atteignant plusieurs degrés) vers le Sud.

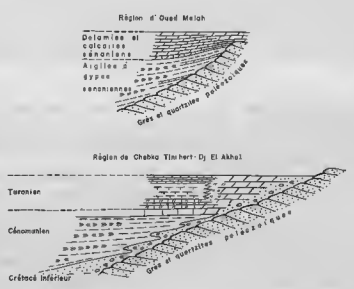
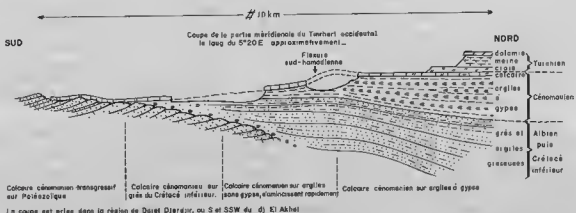


Fig. XII.2. – Disposition des faciès et des épaisseurs du Crétacé inférieur, du Cénomanien et du Turonien contre les môles paléozoïques de la région de Chebka-Tinrhert-Dj. el-Akhal et d'Oued-Melah (Tinrhert occidental : feuille au 500 000e *Amguid*).



La coupe est prise dans la région de Daiet Djerdjir, au S et SSW du dj. El Akhal

Fig. XII.3. – Disposition des faciès et des épaisseurs du Crétacé inférieur, du Cénomanien et du Turonien dans la région de Daïet-Djerdjir (Tinrhert occidental : feuille au 500 000e *Amguid*) : on arrive là à la limite méridionale d'extension des grès du Crétacé inférieur (peut-être après érosion) et à la limite méridionale d'extension, vraisemblablement originelle, des argiles à gypse cénomaniennes, ainsi qu'en fait foi la disparition relativement brutale des gypses, quelques kilomètres avant le biseautage de la formation. La coïncidence entre la limite des gypses et la flexure sud-hamadienne est frappante dans ce secteur du Daïet-Djerdjir.

Source : MNHN, Paris

B. LE MZAB

Je n'en dirai que quelques mots (cf. pour plus de détail *op. cit.*), surtout pour souligner les analogies avec les coupes du Tinrhert, malgré l'éloignement de ces deux provinces. Les coupes du Mzab présentent successivement : 1) une zone argileuse à la base, avec fines intercalations dolomitiques ou silto-gréseuses et quelquefois passées sableuses ; 2) en position médiane une zone à bancs de gypse massif, intercalés d'argiles et de quelques passées carbonatées (dolomies à Ostracodes, calcaires gypseux). Cette zone tend à s'amoindrir vers l'Ouest, par sa base, traduisant ici encore, sur la bordure de bassin que devait représenter le craton du Grand Erg occidental, l'installation de plus en plus tardive des lagunes à gypse ; 3) une zone argilo-carbonatée, au sommet, ayant livré localement Ostracodes, Spongiaires et Ophtalmidiidés et annonçant le régime calcaire du Cénomanien supérieur-Turonien. Vers le Nord, en direction du môle d'Hassi-R'mel – Bordj-Nili, l'ensemble de cette série s'amincit et corrélativement tend à perdre ses gypses au profit des carbonates qui s'enrichissent.

C. LE SUD-TUNISIEN.

Dans les chapitres antérieurs (Aptien, Albien), on a déjà évoqué le fait que le Sud-tunisien, au Sud du Foum-el-Argoub, était caractérisé par un Apto-Cénomanien, ensemble peu ou pas scindable en les étages classiques. Par ailleurs l'évolution des épaisseurs et des faciès, décrite en détail antérieurement (1967), se trouve résumée et schématisée dans une planche hors-texte de cet ouvrage, intitulée "Schéma stratigraphique des terrains crétacés de la falaise du Sud-tunisien".

Les épaisseurs maximales se localisent tout à fait au Nord à la périphérie du Tebaga de Medenine. C'est ainsi que dans la coupe du djebel-Zmertène, au-dessus de la barre carbonatée inférieure (Aptien et Albien ?), on observe une série, épaisse de 250 m, avec la succession suivante : 1) un ensemble argileux et gypseux avec 60 m d'argile dolomitique et de marno-calcaires jaunâtres ou blanchâtres puis 90 m de gypses en gros bancs interstratifiés de calcaires et d'argiles dolomotiques ; 2) un ensemble surtout carbonaté où alternent des dolomies, des calcaires, des marnes et des marnes dolomitiques, épais au total de 90 m. Ce deuxième ensemble contient dès sa base *Neolobites medeninensis* Basse, des Exogyres et autres Lamellibranches, et, dans les 30 derniers mètres, quelques représentants de la faune classique du Cénomanien à faciès africain, dont *Heterodiadema libycum* Desor, *Rhabdocidaris* cf. *angulata* Peron et Gauthier, *Hemiaster* cf. *suadensis* Peron et Gauthier, des Strombes, Nautiles, etc.

Rappelons que ces épaisseurs maximales dans la région du Tebaga de Medenine (djebel-Zmertene) représentent une révolution dans le Sud-tunisien, caractérisé jusqu'alors au contraire par un promontoire Tebaga-Melab contre lequel venaient s'amincir et se biseauter les séries mésozoïques de la plateforme saharienne.

Au Sud du djebel-Zmertène, les épaisseurs en effet diminuent rapidement : 120 m à l'Est de Rhoumrassène, 70 m à l'Est de Chénini (1967). En même temps les fossiles marins disparaissent : ainsi que les gypses et les argiles qui s'amenuisent au profit des carbonates – dolomies surtout – qui finissent par occuper toute la coupe. De ce fait dès la latitude de Ksar-el-Aïat (légèrement au Sud-Est de Foum-Tatahouine), il n'existe plus qu'un seul ensemble carbonaté, englobant la "barre carbonatée inférieure" du Nord et le Cénomanien, ensemble carbonaté dont l'épaisseur n'excède pas au total 50 m. Ce Cénomanien si mince et entièrement calcaire s'étend jusqu'au-delà de Nalout en Tripolitaine ; c'est-à-dire qu'il ceinture la Djeffara méridionale. D'où le *dôme de Djeffara méridionale*, porté sur mes cartes (fig. XII.4) hypothétiquement, car l'on ignore – en l'absence d'affleurements – l'évolution du Cénomanien au cœur de cette zone de lacune actuelle (série érodée parfois jusqu'au Trias).

Ainsi le Cénomanien du Sud-tunisien présente une diversité exceptionnelle – pour cet étage – tant du point de vue des épaisseurs que des faciès : diversité encore accrue par la considération des coupes du Tebaga de Kebili *(op. cit.)* sur les confins atlasiques ou par considération des forages du Dahar (grosse épaisseur et présence de passée salifère au forage du Melab par exemple (Ma. 1), point haut d'une grande partie de l'histoire mésozoïque antérieure). La faune marine n'apparaît le plus souvent que dans les derniers mètres sommitaux, avant les faciès massifs attribués au Turonien ; mais la présence de Rudistes à la partie moyenne d'une coupe de la région de Chénini ou de quelques Foraminifères dans des coupes de sondages, suggère des influences marines au sein de cette série lagunaire, un peu paradoxalement caractérisée par des dolomies en position plus *interne* que les séries argilo-gypseuses.

Source : MNHN, Paris

III. LES EPAISSEURS (fig. XII.4)

C'est l'extraordinaire homogénéité des valeurs d'épaisseur qui constitue leur caractéristique la plus frappante et en même temps qui est – interprétée en termes de subsidence – la marque de cette sédimentation des grandes plateformes du passé : les valeurs oscillent autour de 140 m sur plus de 300 000 km^2 entre le Mzab et le Dahar, de l'Ouest à l'Est, et entre le Tinrhert et un parallèle compris entre Touggourt et Ouargla du Sud vers le Nord ; encore faut-il préciser que, vers l'Ouest (Mzab) et le Sud (Tinrhert), les limites considérées ne sont que des limites d'érosion et que, vers le Sud-Est, la limite représentée par la frontière libyenne ne correspond qu'à l'entrée dans un secteur dont les données n'ont pas été accessibles.

Mais il est intéressant de considérer les zones qui se singularisent dans un schéma aussi simple et d'essayer de les replacer dans un cadre plus général. Voyons d'abord *la région subsidente du Bas-Sahara* (près de 200 m d'épaisseur dans la région de Touggourt-Mrhaier ; 4 à 500 m sur les confins atlasiques au

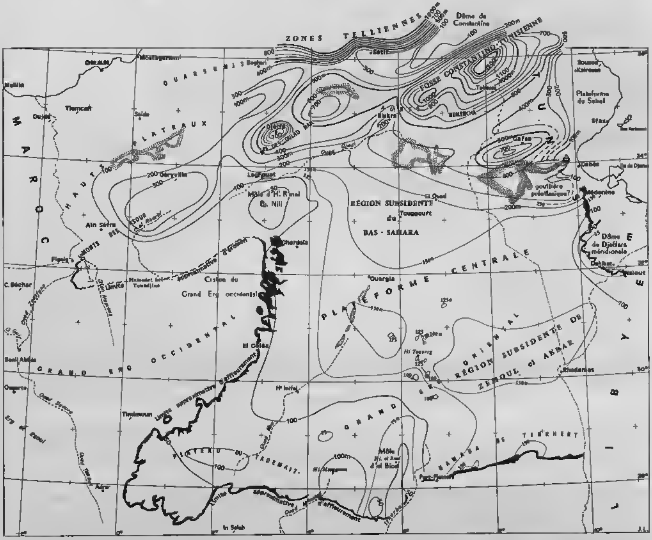


Fig. XII.4. – Carte en isopaques du Cénomanien des régions sahariennes étudiées et des régions voisines de Berbérie : équidistance 50 m (ou exceptionnellement 25 m) sur la plateforme saharienne, 100 m en Berbérie. Il faut rappeler qu'en Berbérie le Cénomanien cartographié est en principe complet, alors que sur la plateforme saharienne il est le plus souvent amputé de la dalle carbonatée sommitale, regroupée dans l'étude des sondages avec les carbonates turoniens. L'inexactitude introduite de ce fait est quantitativement insignifiante et elle ne saurait avoir aucune répercussion sur l'allure de cette carte.

Source : MNHN, Paris

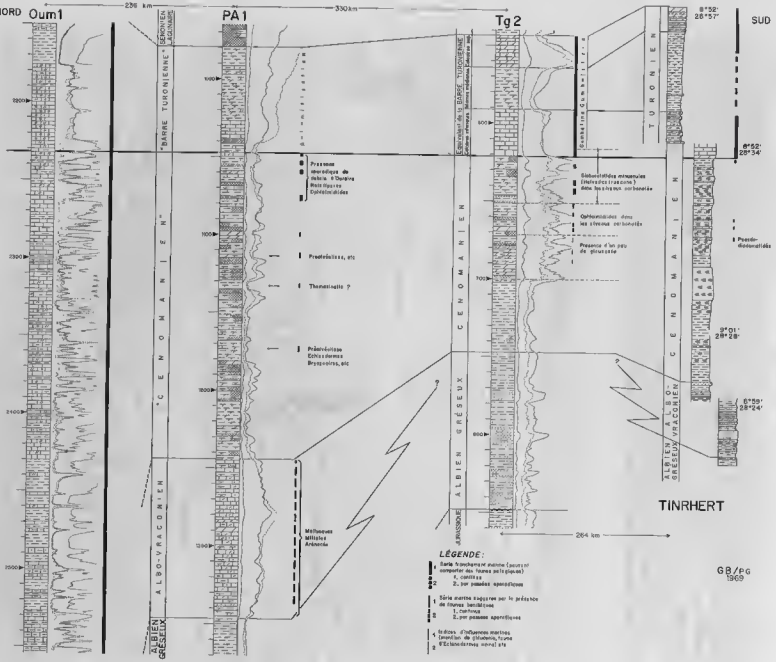


Fig. XII.5. – Coupes dans le Crétacé moyen de la plateforme saharienne, depuis les confins des monts de Negrine (OuM.1) jusqu'à la Hamada de Tinrhert.

Source : MNHN, Paris

djebel-Hamara – Hm. 1 – ou près de Negrine), qui se prolonge peut-être par la *gouttière pré-atlasique* (plus de 300 m) au Sud du Chott-Fedjedj. Ce n'est probablement pas par une coïncidence fortuite que cette région, relativement subsidente, prolonge aussi exactement la fosse constantino-tunisienne et la fosse de Gafsa. Cette correspondance entre Berbérie et domaine saharien s'étend aux zones résistantes qui enserrent ces fosses : à la plateforme du Sahel correspondraient les môles du Sud-tunisien (dôme de Djeffara méridional ; dôme d'El-Hamma, á l'Ouest de Gabès) où le Cénomanien s'amincit á l'extrême et se biseaute peut-être même complètement. Tandis que le craton du Grand Erg occidental et le môle d'Hassi-R'mel – Bordj-Nili – qui représente un jalon avancé de ce craton – semblent se prolonger par les amincissements de la région de Biskra (Bou-Rzal) et de Constantine (axe Edough-Bellezma de Blant et Reyre, 1952).

Le *môle d'El-Biod,* situé au Nord d'Amguid, est caractérisé par des amincissements pouvant aller jusqu'à un biseautage total (fig. XII.2 et XVI.3). Il se prolonge, plus au Nord encore, par les amincissements tout à fait remarquables (épaisseur parfois inférieure á 100 m) qui apparaissent localisés sur les principales structures anticlinales du Gassi-Touil. Deux régions relativement subsidentes flanquent ce Gassi-Touil : celle d'El-Gassi á l'Ouest, peu différente de la zone subsidente de l'Oued-Mya, aussi frappante avant le Cénomanien (Albien) qu'elle le sera après (Sénonien lagunaire) ; et celle du Zemoul-el-Akbar á l'Est. Le *Tademaït,* enfin, avec ses épaisseurs exceptionnellement faibles (trois fois plus faibles que les valeurs moyennes de la plateforme saharienne), fait figure de véritable *fond de bassin ;* ce qui n'est pas le cas de la hamada du *Tinrhert oriental* où les coupes les plus méridionales ne manifestent pas d'amincissement, mais au contraire parfois un léger ré-épaississement.

IV. LES FACIES

A. LA SUCCESSION VERTICALE.

La figure ci-jointe (XII.5) ainsi que quelques figures de la première partie de cet ouvrage (fig. II.1, III.1, III.3) suffisent pour établir que le Cénomanien ici considéré – amputé de sa dalle carbonatée sommitale – est très généralement constitué de deux parties successives : 1) la **partie inférieure** de la série consiste en couches surtout argileuses, pouvant admettre quelques intercalations carbonatées ou anhydritiques, mais conservant néanmoins un comportement conducteur sur courbes de résistivités. Dans certaines régions, á la partie médiane de cette zone argileuse, apparaît une passée résistante remarquable, de nature dolomitique ou anhydritique, selon les endroits, et qui a déjá été illustrée sur la fig. III.1 ; dans d'autres régions, cette même passée se trouve au toit de la série argileuse, formant ainsi la base de la série suivante. 2) la **partie supérieure**, en effet, est constituée d'une alternance de couches anhydritiques, carbonatées, parfois salifères – correspondant á autant de pics résistants – intercalés de passées argileuses. Ces deux séries, inférieure et supérieure, ne conservent un synchronisme au moins approximatif que dans un périmètre limité, où je les ai cartographiées (*op. cit.*, fig. 103 et 104) : ailleurs leur limite commune est soumise á un déplacement trop important pour que des cartes en isopaques se justifient ; la substitution de l'anhydrite et des carbonates aux argiles s'est opérée avec d'importants décalages dans le temps suivant les lieux.

Observons que cette succession trouve une place logique dans l'évolution générale observable de l'Albien au Turonien : grés albiens, argile de la série inférieure cénomanienne (fin des détritiques), anhydrite, carbonates et argiles de la série supérieure, enfin calcaires crayeux du "Turonien" sus-jacent.

B. L'EVOLUTION LATERALE.

1) Les quatre coupes-types ci-jointes (fig. XII.5) fourniront déjá une idée de l'évolution des faciès, chacune étant accompagnée d'une estimation du caractère marin ou non marin des différentes parties de la coupe.

Dans *l'extrême-Nord,* le forage d'Oum. 1, situé á quelques kilomètres des premiers contreforts des monts de Negrine, fournit une coupe-type du Cénomanien nord-oriental : épaisseur déjá importante, coupe constituée en totalité de calcaires et de marnes, á l'exclusion de tout banc gréseux ou évaporitique, de toute passée d'argile rouge. L'absence complète de donnée sur le stock paléontologique ne permet pas de confirmer localement le caractère marin de la totalité de la série. Mais des coupes voisines (Djebel-Onk, Aurès surtout) ont livré des faunes marines qui ne laissent aucun doute sur leur milieu de dépôt.

La *région de Dzioua* (forage de Pa. 1), située 250 km á l'Ouest-Sud-Ouest, présente une série plus mince, plus argileuse, moins calcaire et déjá riche en anhydrite (de l'ordre de 20 %). Des organismes marins y sont encore signalés, mais cantonnés á certains niveaux privilégiés, d'ailleurs encore assez abondants. Par exemple, á Pa. 1 : au sommet du tiers inférieur un niveau á débris de Bryozoaires, d'Echinodermes, Préalvéolines, Lituolidés et Ostracodes lisses ; á la partie moyenne, plusieurs niveaux á Foraminifères (grands Miliolidés, Spiroloculines, Préalvéolines, *Thomasinella*) et Ostracodes lisses ; enfin dans les 30 m supérieurs, abondance des niveaux á débris d'Oursins, Spicules, Lamellibranches, Rotalipores, Ophtalmidiidés, Ostracodes lisses.

Source : MNHN, Paris

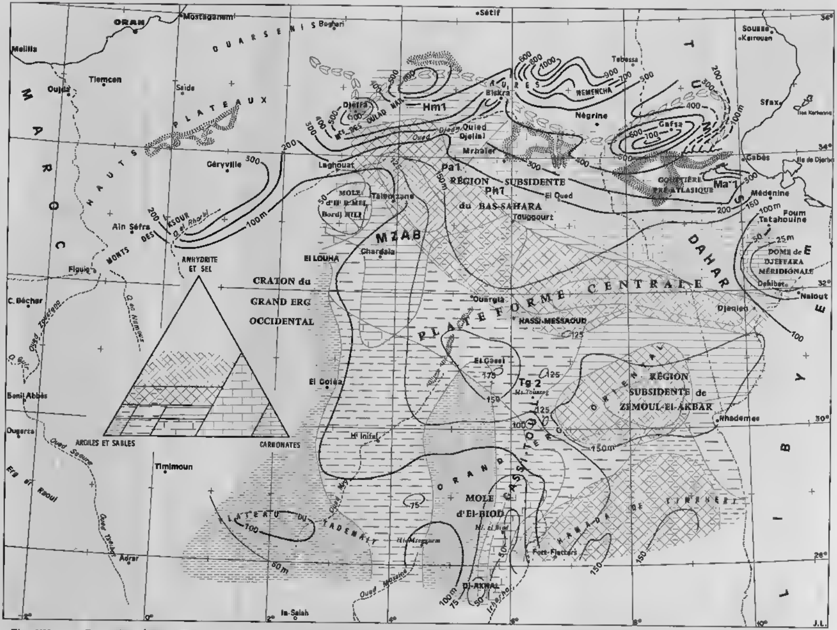


Fig. XII.6. — Carte du Cénomanien *(p.p. max)* de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques (équidistance 25 m ; sauf dans les régions septentrionales, 100 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le triangle.

Source . MNHN, Paris

La série du *Gassi-Touil* (forage de Tg. 2), 300 à 400 km au Sud – Sud-Est de la région de Dzioua, est encore un peu plus mince, moins calcaire et plus argilo-anhydritique. Les organismes marins sont moins abondants et, en outre, présents sur un intervalle nettement moins épais. A Tg. 2 par exemple, dans les 30 m supérieurs, les bancs carbonatés ont livré de "minuscules *Globorotaliidae* (*Helvetico-truncana*)". Dessous, sur 20 m, les niveaux carbonatés renferment encore des Ophtalmidiidés, si classiques dans le Cénomanien saharien. Plus bas enfin, seule la mention de glauconie vient suggérer l'existence de certaines influences marines.

Pour la coupe de la *Hamada de Tinrhert*, située 300 à 350 km plus au Sud que Tg. 2, on se reportera au paragraphe consacré à cette région. L'ensemble du faciès (abondance des argiles rouges, quasi-absence de calcaires, absence totale de Foraminifères) n'évoque pas un dépôt marin : c'est d'ailleurs le terme sommital du "Continental intercalaire" depuis C. Kilian (1931, p. 110). En fait, je le rappelle, à In-Akhamil le premier banc dolomitique m'a fourni quelques exemplaires de moules internes d'oursins réguliers de très petite taille : premiers témoins paléontologiques d'une influence marine ; en même temps le nanisme de ces fossiles vient évoquer un milieu différent du milieu normal.

Bref, le bilan de ces coupes (dans la mesure où quatre d'entre elles suffisent à exprimer les enseignements des études portant sur plusieurs centaines) est le suivant : le milieu de dépôt a été et est resté entièrement marin au Nord-Est. Vers le Sud au contraire, les témoignages d'influences marines diminuent ; leur apparition est un peu plus tardive ; les faunes pélagiques tendent à se cantonner dans la partie supérieure ; des niveaux confinés (gypse, anhydrite) alternent fréquemment et s'imbriquent de la façon la plus intime avec ces passées marines. Puis, au fur et à mesure que l'on va vers le Sud, l'apparition des faunes marines devient plus tardive et celles-ci sont de moins en moins abondantes. Finalement, au Tinrhert, ce sont des argiles rouges qui alternent avec les gypses, un banc dolomitique à individus nains d'Echinides étant intercalé dans cette série.

On saisit là à quel point il y a passage continu et progressif d'un milieu marin à un milieu qui ne l'est plus ou qui l'est moins. Passage progressif verticalement, puisque la plupart du temps des influences marines se manifestent précocement et longtemps avant l'invasion marine franche de la partie supérieure du Cénomanien, mais aussi passage progressif latéralement, avec la continuité remarquable qui s'observe depuis les séries les plus marines du Nord des confins atlasiques, jusqu'aux séries les moins marines du Tinrhert. D'ailleurs ce milieu, "qui n'est plus franchement marin" et qui correspond à la plus grande partie des argiles à gypse ou anhydrite, me paraît ressortir à un milieu intermédiaire : car si les argiles rouges et l'absence de Foraminifères tendent à évoquer un milieu continental, la présence de milliers de kilomètres cubes de gypse atteste d'importants apports océaniques.

2) Mais les données de l'ensemble des puits concernant l'évolution des faciès peuvent être prises en considération, à condition de les exprimer en cartes. Si les argiles représentent souvent le constituant principal du Cénomanien tel qu'il est défini ici, l'absence de renseignements sur leur nature minéralogique interdit d'en tirer parti pour déceler une éventuelle évolution paléogéographique. Il faut donc prendre en considération les autres constituants : anhydrite ou gypse, carbonates, sel et l'évolution de leur épaisseur cumulée et du pourcentage de la série totale qu'occupe chacun d'eux. Ces cartes, données par ailleurs (*op. cit.*, fig. 99, 100 et 101) peuvent être groupées en une carte plus synthétique (fig. XII.6) qui fait apparaître un classement des faciès très simple, presque schématique.

La régularité de ces zones de faciès apparaît encore plus frappante et plus grandiose si l'on ajoute les données en provenance de la Berbérie (fig. XII.7). Les zones à nette prédominance argileuse, avec peu de calcaire et dépourvues de gypse, sont cantonnées au Nord-Est, dans l'Est de la Berbérie. Les calcaires deviennent plus abondants dans une bande légèrement plus méridionale qui s'étend de la Djeffara aux Ouled-Djellal et, de là, jusqu'aux Hautes-Plaines algéroises. Immédiatement au Sud et à l'Ouest s'étend la zone des "argiles à gypses" qui couvre un immense domaine, du Moyen-Atlas marocain à la hamada de Tinrhert. Dans de nombreux sondages sahariens la formation, qui est l'équivalent des argiles à gypse des affleurements, contient de l'anhydrite et souvent du sel gemme ; les maxima d'anhydrite (plus de 30 % du total) sont remarquablement alignés de Talemzane à Djeneien ; les maxima de sel gemme les relaient immédiatement au Sud-Ouest, de la région des Guentras au Zemoul-el-Akbar. Tout à fait au Sud-Ouest enfin persistent surtout des argiles, souvent rouges, peut-être continentales, avec une petite proportion d'éléments détritiques qui apparaissent ici.

Certes des *exceptions* viennent rompre la simplicité de cette disposition et ne s'intègrent pas à ce schéma : ainsi l'abondance relative du gypse dans la fosse de Gafsa au Nord du domaine des carbonates, piégé là peut-être par une subsidence importante ; ou l'abondance *anormale* des carbonates sur le môle d'Hassi-R'mel, ou bien autour du dôme de Djeffara ou encore sur le môle d'El-Biod. Mais ces exceptions, imputables à des conditions locales, n'éliminent pas la réalité du schéma proposé. Celui-ci correspond à un *classement grandiose des faciès* ; son interprétation repose sur le jeu antagoniste des éléments d'origine océanique, en provenance du Nord et surtout du Nord-Est, et des éléments d'origine continentale, en provenance du Sud et du Sud-Ouest – ces derniers en général tout à fait discrets –, dans une immense nappe d'eau intermédiaire, couvrant une plateforme d'une taille inaccoutumée. Est-il besoin de souligner que devant la clarté d'un tel schéma – à l'échelle d'un pan de continent – s'impose l'idée d'un mécanisme simple, très vraisemblablement d'ordre hydrodynamique, lié à l'existence même de la plateforme et aux caractères que celle-ci imposait à la nappe d'eau qui la recouvrait ? A l'exclusion d'explications *locales*, encore proposées récemment par certains

Source : MNHN, Paris

Fig. XII.7. – Carte schématique des faciès du Cénomanien (Cénomanien *p.p. max.* dans une partie des régions sahariennes) du Nord-Est de la plateforme saharienne et de Berbérie.

Source : MNHN, Paris

auteurs dont les études étaient restreintes à un terrain limité. Ainsi à propos des argiles à gypse des Hautes-Plaines algéroises (C. Caratini, 1968) : "la présence de gypse..., indique des conditions de dépôt en milieu plus ou moins lagunaire, un *isolement de certains bassins*"; ou encore, à propos des gypses du Cénomanien des Oulad-Naïls : "Dans la partie supérieure du Cénomanien, les apports devenant relativement plus abondants, la sédimentation a gagné sur la subsidence favorisant ainsi l'établissement d'un domaine lagunaire" (J. Emberger, 1960, p. 260).

V. CONCLUSIONS

Dans toute l'Afrique du Nord-Ouest, avec le Cénomanien disparaissent les épandages détritiques si caractéristiques du Crétacé inférieur. Les exceptions à cette règle existent mais n'ont effectivement que la valeur d'exceptions. Cette observation a déjà maintes fois été faite en Berbérie ; mais elle se trouve considérablement étendue ici. A près d'un millier de kilomètres au Sud de la Berbérie, les argiles cénomaniennes qui s'intercalent entre les argiles gréseuses et dolomitiques de l'Albo-Vraconien, dessous, et les gypses, au-dessus, ne contiennent encore presqu'aucun grain de quartz. Et cette rémission des apports détritiques sur le domaine saharien est encore plus remarquable qu'en Berbérie, ceci pour deux raisons différentes. 1) Le bassin saharien constitue un lieu de décharge habituel d'un des plus grands continents nourriciers de la sédimentation détritique. Même au Jurassique, époque d'extension particulière des faciès marins, les belles séries carbonatées du Sahara septentrional ne tardent pas, vers le Sud, à s'effilocher et à se biseauter au sein de formations argilo-gréseuses. 2) A ne considérer que la Berbérie, l'on aurait pu penser que la "transgression cénomanienne" avait simplement reporté plus au Sud l'aire des dépôts gréseux, qui recouvraient une partie de la Berbérie à l'Albien. La considération du Sahara montre que la réalité est différente : les apports détritiques disparaissent jusqu'au contact avec les escarpements et les môles à matériel paléozoïque qui ont encadré et limité la sédimentation cénomanienne. La rémission des apports détritiques apparaît comme un phénomène aussi général que mal explicable.

La répartition des EPAISSEURS est frappante dans le domaine saharien par l'extrême homogénéité des valeurs observées, indice d'une subsidence très uniforme correspondant à des conditions de plateforme bien typique. Elle permet aussi de vérifier, encore une fois, la pérennité de certains traits structuraux : craton du Grand Erg occidental et môle d'Hassi-R'mel, môle d'El-Biod et structures du Gassi-Touil, fosse du Bas-Sahara, dôme de Djeffara méridionale, extrême amincissement du Tademaït, etc. Enfin le Cénomanien, grâce à son extrême individualité, l'abondance relative des fossiles qu'il présente, est un des rares étages à pourvoir être défini, et ses épaisseurs suivies à la fois en Berbérie et au Sahara. Or la comparaison s'avère particulièrement fructueuse : les grandes fosses du Constantinois et de Tunisie (fosse constantino-tunisienne, fosse de Gafsa) semblent se prolonger par la fosse subsidente – relative – du Bas-Sahara et par la région de l'Oued-Mya. Tandis que les éléments résistants de l'axe Edough-Bellezma (dôme de Constantine, amincissements de la région de Batna) constitueraient les prolongements du craton du Grand Erg occidental et du môle d'Hassi-R'mel ; comme la plateforme du Sahel correspondrait au dôme de Djeffara méridionale. Le jeu de la subsidence et des môles résistants, loin d'opposer un domaine atlasique et un domaine saharien le long d'une suture sud-atlasique, met en évidence des axes d'orientation sud-ouest – nord-est, parfaitement obliques par rapport à cette frontière sud-atlasique, puisqu'ils s'étendent du Tell aux régions cratoniques de la périphérie du bassin saharien.

La considération des FACIES apporte des arguments qui vont dans le même sens. Un classement remarquable des zones isopiques s'observe qui couvre à la fois Berbérie et Sahara. La direction de ces zones, nord-ouest – sud-est, est, elle aussi, parfaitement indifférente à la flexure sud-atlasique. Ici encore une distinction entre Berbérie et Sahara serait artificielle. Bien des coupes du domaine berbère marocain sont strictement identiques – depuis les grès infra-cénomaniens à *Ceratodus* jusqu'au Turonien compris – à des coupes du Sahara central. Et il n'y a pas là analogie fortuite ou accidentelle. Il y a *l'homogénéité indiscutable d'un domaine continu.* Remarquons d'ailleurs que l'analogie entre le domaine berbère marocain et une partie de la plateforme saharienne ne prend pas seulement sa source dans une succession identique, mais également dans une analogie d'infrastructure. Dans un cas comme dans l'autre, le Cénomanien repose – par l'intermédiaire d'un peu d'Albien ou non – sur un substratum plissé, d'âge crétacé inférieur, jurassique, triasique (Gassi-Touil) ou paléozoïque (Irrarene, etc.). Au contraire les parties nord-orientales, sahariennes ou atlasiques, sont caractérisées de façon quasi absolue par la concordance de l'ensemble des formations crétacées, découlant d'un enfoncement important et continu du plancher sédimentaire. Les phases orogéniques et les mouvements épirogéniques tertiaires et quaternaires ont peut-être plus fait pour opposer Berbérie et Sahara que ne l'avait fait leur histoire antérieure.

Source MNHN, Paris

LISTE DES FOSSILES
(Sondages et affleurements du Sud-tunisien)

N.B. : certains fossiles, en provenance d'un ensemble appelé Cénomanien en sondages, sont néanmoins d'âge turonien.

Vice-versa, un certain nombre de fossiles cénomaniens des affleurements seront cités avec l'ensemble calcaire dit "turonien".

Arénacés. Réophacidés. Cunéolines. *Cuneolina*. Lituolidés. Ophtalmidiidés. *Ophtalmidium*. Miliolés. Spiroloculines. *Meandropsinidae*. Prealvéolines. Fissurines. Globigérinidés. *Globigerina*. *Globorotaliidae*. *Helveticotruncana*. *Globotruncana stephani*. *Globotruncana helvetica* Bolli. Rotalipores. *Gumbelina*. *Rotaliidae*. *Rotalia* sp. Spongiaires. Spicules de Spongiaires. Débris d'Echinodermes. Piquants et radioles d'Oursins. *Rabdocidaris* cf. *angulata* Peron et Gauthier. Pseudodiadematidés. *Heterodiadema libycum* Desor. *Hemiaster* cf. *saadensis* Peron et Gauthier. Débris de Bryozoaires. Ophiuridés. Ostracodes lisses. Ostracodes ornés. *Paracypris* sp. *Cytherura*. *Cytherois*. Eucythere. Débris de Lamellibranches. Huîtres. Exogyres. Rudistes. Gastéropodes. Strombes. Nautiles. Ammonites. *Neolobites medeninensis* Basse. Débris de Vertébrés. Dents de Poissons. Dasycladacées. Solénopores. Characées.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XIII

TURONIEN
(et Cénomanien supérieur)

I. INTRODUCTION

Le Turonien, tel qu'il est compris dans ce texte, correspond le plus souvent à une barre carbonatée massive, très remarquable entre les argiles et évaporites du "Cénomanien" dessous et celles du "Sénonien" dessus. Grâce à ce contraste lithologique et grâce à l'extension géographique exceptionnelle de ce faciès carbonaté, la barre "turonienne" possède une extrême individualité tant sur coupes de sondage, que sur le terrain : elle forme dans l'extrême-Sud tunisien, comme dans le Mzab ou au Tinrhert, des plateaux rocheux (chebka et hamada) aussi frappants par leur modelé que par leur extension. Mais par contre l'individualité stratigraphique de cette barre est rien moins qu'assurée : le "Turonien" de ce texte comprend le plus souvent le Cénomanien supérieur à sa base, et, au toit, la limite réelle avec le Sénonien est inconnue, mais elle ne saurait coïncider que très localement avec la disparition des carbonates . . .

A. HISTORIQUE. Les premiers géologues sahariens, dès la fin du siècle dernier, ont reconnu le faciès de calcaires et dolomies massifs, parfois à Rudistes, qu'affecte le Turonien dans le Mzab et le Sud-tunisien, faciès identique à celui d'une partie importante des chaînons de l'Atlas saharien ou de certaines régions tunisiennes atlasiques. Plus au Sud, dès la latitude d'El-Goléa, où les calcaires s'intercalent de bancs d'argiles et de marnes, les premières Ammonites ont été découvertes. Quelques études de terrain plus récentes (A.F. de Lapparent, 1948, en particulier) et des sondages de recherches d'eau ont apporté un certain nombre de données que R. Karpoff a résumées, immédiatement avant le début de l'exploration pétrolière (1954).

En dehors des données très riches des puits d'exploration pétrolière, les études de terrain que j'ai entreprises dans le Sud-tunisien, sur la hamada de Tinrhert, le Tinrhert occidental, le Mzab et diverses régions sahariennes (djebel Nefousa en Tripolitaine, Tanezrouft, etc.) m'ont permis d'arriver à une connaissance relativement synthétique de cet étage sur la plateforme saharienne.

B. LIMITES. La limite inférieure a déjà été définie et examinée en tant que limite supérieure de l'intervalle précédent. Située au contact des faciès surtout argileux et des faciès carbonatés sus-jacents, elle se place le plus souvent sous le Cénomanien supérieur. La limite supérieure, définie par le contact entre les carbonates massifs et les argiles et évaporites sus-jacentes, se repère en général fort bien tant sur diagraphies que sur le terrain. Mais cette limite n'a jamais été datée paléontologiquement. On a même pu observer localement, en particulier sur le champ d'Hassi-Messaoud (fig. III.4 et III.5), que le contact lithologique retenu semble se comporter comme une limite de faciès susceptible de variations *verticales* relativement rapides et affectant plus du tiers du total de la barre "turonienne". Cette observation ne devra évidemment pas être perdue de vue en examinant l'évolution des épaisseurs de l'"étage" ainsi défini.

II. DONNEES SUR LES ZONES D'AFFLEUREMENT

A) LA HAMADA DE TINRHERT.

Sur la hamada de Tinrhert, comme dans une grande partie des régions méridionales du domaine étudié, la "barre turonienne" habituelle se trouve en général profondément modifiée par l'apparition d'une masse argileuse ou marneuse plus ou moins importante en sa partie médiane. A la barre turonienne se substitue alors

Source : MNHN, Paris

une succession comprenant : 1) des calcaires inférieurs ; 2) des marnes médianes et 3) des calcaires supérieurs (fig. II.1, II.2 et II.9) ; ces trois unités lithologiques constituant trois ensembles morphologiques merveilleusement individualisés (voir feuille au 1/500 000e Fort-Flatters, 1964).

a) LES CALCAIRES INFERIEURS (ou C2. t1 de la carte Fort-Flatters, voir fig. II.1).

Les calcaires inférieurs comprennent deux unités successives d'âge différent.

1) Au-dessus des argiles à gypse, la **première masse calcaire est attribuable au Cénomanien supérieur**, avec une épaisseur de 10 à 15 m. Ces calcaires cénomaniens forment en général le premier plateau du Tinrhert, qui s'étend depuis Ohanet jusqu'à l'Oued-Irharhar et que l'on retrouve au Tinrhert occidental et sur le pourtour du Tademaït : calcaires massifs, peu ou pas stratifiés, avec *Neolobites* dans toute la masse *(N. vibrayei, N. fourtaui, N. peroni, N. bussoni)* et, à la partie supérieure – pratiquement dans le dernier mètre de la série –, les *Calycoceras (C. grossouvrei, C. boulei, C.* sp., *Eucalycoceras* aff. *pentagonum)* et un *Protacanthoceras.*

2) Le **second ensemble, attribuable au Turonien inférieur**, consiste en une alternance de craie, de calcaires crayeux et de marnes. De minces placages en existent déjà sur le plateau cénomanien, mais ces couches se présentent surtout en coupes excellentes à la base du front de la cuesta turonienne, depuis la région d'Ohanet jusqu'à la zone d'ennoyage de l'Oued-Irharhar. Malgré l'épaisseur faible de cette unité (15 à 20 m) une succession remarquable de faunes d'ammonites a pu y être mise en évidence ; de bas en haut on a successivement, dans la région d'Ohanet : 1) un niveau extrêmement riche en *Nigericeras (N. gignouxi, N. jacqueti, N. jacqueti var. crassicostata, N.* sp.), avec aussi, vraisemblablement, *Kamerunoceras thirhertense* – ce dernier de provenance un peu incertaine ; 2) un niveau à *Vascoceras gamai, Paravascoceras* aff. *cauvini, Paramammites laffittei, P. subtuberculatus, Pseudoaspidoceras footei* var. *grecoi* ; 3) une barre calcaire avec de très nombreux exemplaires de *Pseudotissotia (Bauchioceras) : P. (B.) nigeriensis* var. *egrediens, P. (B.) bussoni* et *P. (B.)* sp., dans toute la masse ; et, à la partie supérieure, *Discovascoceras tesselitense* ; 4) enfin, une dernière barre calcaire avec *Leoniceras (L. luciae, L. segne, L. pavillieri* – dans la région de Fort-Flatters –), *Discovascoceras defrennei* et des *Hoplitoïdes* (*H. hourcqui, H. ingens, H.* sp.).

Il est à noter que ces deux unités des calcaires inférieurs (Cénomanien supérieur puis Turonien inférieur) se poursuivent au Tinrhert occidental, en partie au moins au Tademaït, et existent jusque dans la région d'El-Goléa.

b) LES MARNES MEDIANES (ou t2 de la carte Fort-Flatters, voir fig. II.1).

40 à 60 m de marnes et d'argiles vertes, intercalées de quelques bancs crayeux, forment la partie principale du front de la cuesta turonienne. Je rappelle que les observations de terrain aussi bien que les données de sondages (fig. II.9) convergent pour suggérer que l'installation des marnes vertes au-dessus des calcaires inférieurs a été le plus souvent relativement brutale ; alors que le passage des marnes vertes aux calcaires supérieurs se fait, dans bien des cas, de façon tout-à-fait progressive. Les marnes elles-mêmes ne contiennent que peu de faunes : quelques Ostracodes ont été découverts sur des échantillons d'affleurements, *Clithrocytheridea* sp., *Paracypris* sp. (B.R.P. 1956, p. 16) ; quelques Foraminifères dans les échantillons de puits de la région d'Hassi-Touareg, *Gumbelitria, Gumbelitriia, Miliolidae,* Haplophragmoïdes, *Valvulammina, Rotalia algeriana.* Dans les intercalations calcaires et crayeuses de la partie sommitale abondent des Echinides (dont *Hemiaster rollandi*) des Gastropodes (dont *Tylostoma globulosum*), des Lamellibranches (Huîtres surtout) ; tandis que les Ammonites, rares et en mauvais état de conservation, semblent encore à rapporter à des formes du Turonien inférieur *(Bauchioceras).* Par ailleurs (fig. II.2), quelques indications ont été fournies sur la nature minéralogique des constituants argileux et sur leur évolution du bas en haut de ces couches.

c) LES CALCAIRES SUPERIEURS (t3 de la carte Fort-Flatters, voir fig. II.1).

Ils sont formés de 10 à 15 m de calcaires massifs, parfois dolomitiques et souvent abondamment silicifiés, en bancs durs, anguleux, bien réglés. Malgré leur faible épaisseur et grâce au fait qu'ils sont intercalés entre deux masses argileuses également importantes, ils constituent non seulement le couronnement de la cuesta turonienne, mais aussi la surface d'un immense plateau rocheux (planche I – photo du haut – et planche VI), qui est, me semble-t-il, à proprement parler la hamada de Tinrhert. Ces bancs ne m'ont livré que quelques sections d'Huîtres dolomitisées. En sondage, la faune rappelle celle des marnes vertes, tout en étant beaucoup moins abondante (*op. cit.*) : le passage du Turonien au Sénonien n'est pratiquement pas daté.

Si cette triade lithologique – calcaires inférieurs, marnes médianes, calcaires supérieurs – occupe la plus grande partie du Tinrhert, la **"barre turonienne", carbonatée, massive, homogène, unique, réapparaît dans**

Source : MNHN, Paris

certaines zones. 1) Dans la région de Tamadenet et Alrar – et au-delà dans tout le Sud de la hamada-el-Homra, m'a-t-il semblé au cours d'une rapide tournée –, les marnes médianes passent latéralement à des faciès carbonatés ; tandis que, parallèlement, la cuesta turonienne cède la place à une chebka (voir fig. II.6 et planche photographique VI). 2) Le Turonien carbonaté massif réapparaît systématiquement à proximité des zones à tendance ascendante dans la sédimentation mésozoïque, où les terrains anté-turoniens ou anté-cénomaniens sont souvent extrêmement réduits, le matériel paléozoïque se trouvant en général immédiatement sous-jacent : de l'Est à l'Ouest, région d'Hassi-Tin-Sig, du djebel-Guehhad, djebel-Akhal et région d'Oued-Melah. Le passage des marnes au faciès carbonaté massif se fait par l'intermédiaire d'un enrichissement généralisé en bancs crayeux à Echinides ; phénomène qui s'observe fort nettement aussi bien dans la région des Gour-ben-Houilet (feuille *Fort-Flatters*, 40 km Ouest de Fort-Flatters) que dans la région de Chebka-Tinrhert (feuille *Amguid*). 3) Par ailleurs, dès la latitude d'El-Goléa approximativement et en direction du Nord, la triade calcaires inférieurs – marnes – calcaires supérieurs disparaît complètement au profit d'un Turonien carbonaté massif, qui est classique dans le Mzab.

B) L'EXTREME SUD-TUNISIEN (ET LA TRIPOLITAINE).

On rapporte au Turonien, dans l'extrême Sud-tunisien entre le djebel-Zmertène (30 km à l'Ouest de Medenine) et la frontière tripolitaine, 50 à 80 m de dolomies massives qui couronnent la cuesta exceptionnelle à laquelle correspond la grande falaise et qui constituent le plateau rocheux et le soubassement d'une bonne partie du Dahar (1967, p. 133-136 et 154-159). L'attribution de ces dolomies et calcaires dolomitiques au Turonien est classique depuis L. Pervinquière (1912) ; elle se justifie davantage par les faunes cénomaniennes et sénoniennes découvertes dans les couches encaissantes que par les *Radiolites* indéterminables, signalés par Pervinquière dans l'oued-Okahil, à l'Ouest de Rhoumrassène. Et également par raison de continuité latérale avec des couches à *Mammites armatus* Perv., plus septentrionales. Ces couches se poursuivent en Tripolitaine où elles ont été désignées sous le nom de "calcaires de Nalut" (Zaccagna), puis de "dolomies de Garian" (Christie). Dans ce pays, non seulement cet ensemble dolomitique a été attribué au Cénomanien, mais également les couches argilo-gypseuses (formation de Gasr-Tigrinna) qui le surmontent – homologue du Sénonien inférieur des régions méridionales algériennes et tunisiennes. En fait, d'une étude stratigraphique à laquelle je me suis livré sur l'ensemble des arguments existants (*ibid.* p. 134-135), il semble ressortir qu'un âge turonien ou cénomanien-turonien peut parfaitement être conservé pour cet ensemble, même en Tripolitaine.

Aux affleurements, dans la falaise et sur le plateau du Dahar, l'épaisseur de ces dolomies ne peut être précisée aisément : la couverture sénonienne a généralement été décapée sur une si grande superficie que le Turonien n'apparaît à peu près jamais pris entre Cénomanien dessous et Sénonien dessus ; d'autre part l'absence de niveaux-repères au sein de la "barre turonienne" rend difficile une mesure de cette épaisseur par reports successifs. Dans ces conditions, il est impossible en particulier de savoir si la Djeffara méridionale continuait – comme au Cénomanien – à jouer en môle résistant à l'égard de la subsidence.

A cette monotonie du Dahar et de la grande falaise s'oppose la variété du **Tebaga de Kébili**, chaînon qui forme la bordure sud du Chott Fedjdej. Les épaisseurs du Turonien, assez constantes (80 à 100 m) dans l'Ouest et le centre – jusqu'au Foum-el-Argoub –, diminuent très sensiblement vers l'Est et le Nord-Est : 30 m à Azizia, 20 m au Smaïa ; il y a même biseautage complet sur le flanc sud du Zemlet et au Roumana. Vers le Nord, au contraire, les valeurs d'épaisseur augmentent beaucoup (270 m à l'Asker, 120 m visibles au Beida et au Sif-el-Laham). Les faciès sont eux aussi plus variés que sur la plateforme saharienne : apparition, aux dépens de la dolomie habituelle, de calcaires et de quelques faunes marines dans les coupes occidentales (Foum-Radouane, El-Guettar), annonçant les faciès atlasiques ; et surtout apparition, extraordinaire, d'une vingtaine de mètres de conglomérats polygéniques à l'extrémité orientale du djebel-Tebaga (coupe d'Azizia).

III. AGE DE LA SERIE

Un assez grand nombre de sondages, situés dans les zones où la dolomitisation n'a pas été totale, ont permis de mettre en évidence des Foraminifères dans les carbonates turoniens : faune pélagique à Fissurines, Globigérines et Gumbélines. Dans la plus grande partie du domaine géographique étudié, cette faune se localise à la partie moyenne ou supérieure de l'intervalle. La base de la barre carbonatée rappelle au contraire, par les associations présentes, les faciès néritiques classiques dans le Cénomanien. La barre carbonatée représente alors du Cénomano-Turonien, selon une appellation classique dans le domaine berbère marocain. Toutefois, certains forages très septentrionaux – en particulier Ph. 1 dans la région des Daïas – ont montré que les associations turoniennes peuvent exister non seulement dans toute la barre carbonatée mais peuvent même démarrer déjà dans les faciès argileux sous-jacents, étudiés dans cet ouvrage avec le Cénomanien (*op. cit.* et 1969, p. 267-270).

Source : MNHN, Paris

Les études des affleurements, évoqués ci-dessus, ont mis en évidence que, dans la triade lithologique du Tinrhert – équivalent latéral de la barre turonienne –, les calcaires inférieurs sont d'âge cénomanien supérieur à la base et turonien inférieur au milieu et au sommet. Les marnes médianes sont encore d'âge turonien ; quant aux calcaires supérieurs dépourvus de faune significative sur le terrain, ils ont fourni quelques Foraminifères dans les forages du Gassi-Touil, compatibles encore avec un âge turonien.

Toutes les zones dolomitiques se sont évidemment révélées azoïques : leur équivalence latérale et leur rapport de synchronisme avec les faciès ci-dessus examinés ne doivent pas faire de doute, y compris pour la dolomie de Garian, en Tripolitaine, malgré une position marginale qui empêche d'exclure toute possibilité de déplacement vertical.

IV. EPAISSEURS (fig. XIII.1)

Avant d'examiner la répartition des valeurs d'épaisseur du Turonien, il convient d'examiner un point important quant à la signification de ces valeurs. La "barre turonienne", définie sur des critères lithologiques, n'est pas encadrée par des surfaces-temps précises (1). On a vu en effet que la limite inférieure peut se situer, à Pb. I, dans le Turonien ou au contraire, le plus souvent ailleurs, dans le Cénomanien. Quant à la limite supérieure, fixée au passage des carbonates aux argiles ou évaporites sus-jacentes, au-delà du fait qu'il s'agit d'un contact nulle part daté avec précision, rappelons que de nombreuses observations suggèrent qu'elle peut être affectée de déplacements verticaux importants et relativement rapides (fig. III.4 et III.5 ; *op. cit.*). Dans ces conditions, **les données d'épaisseur ne devront pas être interprétées de façon systématique en termes de subsidence** : aux termes de "zone subsidente" je substituerai donc la locution plus prudente de zone épaisse.

Néanmoins – ces réserves nécessaires étant exprimées – plusieurs des principales unités mises en évidence par la carte en isopaques (fig. XIII.1) sont trop identiques à des traits déjà connus pour n'avoir aucune signification en termes de subsidence. Il est évident que la *"zone épaisse du Sahara tunisien septentrional"* correspond, avec un léger décalage, à l'habituelle fosse du Bas-Sahara : la gouttière pré-atlasique au Sud du chott Fedjedj semble elle-même se retrouver au niveau du Turonien. Le *"môle d'Hassi-R'mel"*, aux épaisseurs extrêmement faibles, est un trait plus que classique. Si la "zone mince de Dzioua-Ouargla-Sanrhar" et la "zone épaisse d'Hassi-Fahl" apparaissent relativement nouvelles, la *"zone épaisse d'El-Agreb – Fort-Lallemand"* correspondrait par contre à une extension de la "fosse de l'Oued-Mya", aussi nette à l'Albien qu'au Sénonien. Rappelons toutefois que c'est précisément au contact de la zone mince de Dzioua-Ouargla et de la zone épaisse d'El-Agreb – Fort-Lallemand, sur le champ d'Hassi-Messaoud, qu'il s'est avéré que ces variations brutales paraissent largement à imputer à un passage latéral de faciès. La *zone mince du Tadémaït* est un trait on ne peut plus classique dans l'histoire mésozoïque. Par contre les *épaississements qui s'observent sur le Tinrhert oriental* – et spécialement tout à fait au Sud, à la lisière de la zone d'érosion – représentent un phénomène relativement nouveau (2) et un peu surprenant : tous les niveaux antérieurs du Mésozoïque manifestent en effet de spectaculaires amincissements à l'approche de la hamada de Tinrhert et sous celle-ci ; en même temps qu'une augmentation de la clasticité des formations résiduelles ; l'ensemble convergeant pour suggérer que la limite du bassin sédimentaire ne devrait pas se trouver plus loin dans ces régions méridionales, en direction des tassilis et du Hoggar. Ne faut-il pas conclure de cette différence qui apparaît au Cénomanien supérieur-Turonien qu'à cette époque le domaine sédimentaire a enregistré une extension notable vers le Sud ?

Mais ces considérations sur les variations de puissance et la distinction de zones minces et de zones épaisses ne doivent pas masquer le caractère principal, qui est une extrême homogénéité de ces valeurs d'épaisseur. Il ne doit pas être si courant de pouvoir observer une barre calcaire représentant le Turonien *p. p. max.* – même si les limites laissent un peu à désirer quant à leur précision stratigraphique – dont l'épaisseur est de 95 m ± 20 %, sur plus de 600 000 km². Et encore la considération des régions libyennes augmenterait ce chiffre d'un tiers au moins ; tandis qu'une partie des régions atlasiques (Hautes-Plaines, Atlas saharien occidental, domaine berbère marocain) présentent, elles-aussi, des valeurs étroitement comparables. Il faut aller dans les régions constantino-tunisiennes et dans certaines parties du Tell pour observer une subsidence beaucoup plus importante ayant permis le dépôt de plusieurs centaines de mètres de séries.

(1) Cela est peut-être également le cas pour d'autres intervalles où il a été impossible de le mettre en évidence. Au contraire dans le Turonien le fait est démontrable.

(2) Quelques valeurs d'épaisseur du Cénomanien apparaissaient déjà un peu anormalement fortes dans les points de mesure les plus méridionaux, du Tinrhert oriental.

Source : MNHN, Paris

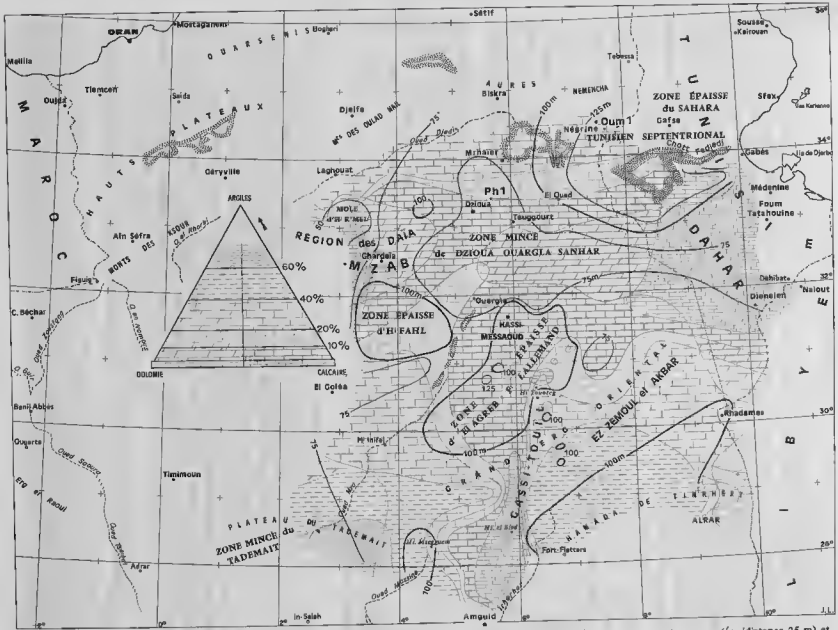


Fig. XIII.1. — Carte du Turonien (et en général Cénomanien supérieur) de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques (équidistance 25 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le triangle.

Source : MNHN, Paris

V. FACIES (Fig. XIII.1)

1) LA CONSTITUTION LITHOLOGIQUE.

Quelques notions sur les faciès de la barre turonienne ont été déjà exposées ci-dessus avec l'étude des affleurements. Les séries traversées en forage ont également été évoquées dans la première partie : couche crayeuse très homogène de la région d'Hassi-Messaoud – et d'une grande partie du domaine étudié – (fig. II.8 ; III.4 ; III.5) ; dolomie azoïque des "provinces dolomitiques" (fig. II.6) ; triade des calcaires inférieurs, des marnes et des calcaires supérieurs (fig. II.9), identique à la succession du Tinrhert, dans la "Province argileuse méridionale". Les cartes ci-jointes fournissent par ailleurs une image de l'évolution des faciès envisagés de façon globale, soit pour le seul domaine saharien étudié (fig. XIII.1), soit pour l'ensemble de l'Afrique du Nord-Ouest (fig. XIII.2). Ces éléments permettent de juger que l'homogénéité dans les faciès est au moins aussi extraordinaire que celle des épaisseurs, au niveau du Turonien (1).

La "barre turonienne" correspond en effet à une MASSE DE CALCAIRES FRANCS – calcaires à *Neolobites* et *Heterodiadema libycum* à la base dans la partie à attribuer au Cénomanien terminal ; puis, dans le Turonien vrai, calcaires à *Vascoceras*, *Thomasites* et *Pseudotissotia*, calcaires à Globigérines, Gumbélines et Fissurines – sur une immense superficie : de la Meseta atlantique au Gassi-Touil et du Grand Erg occidental à la Tunisie méridionale. Dans le domaine saharien, c'est la masse calcaire la plus épaisse de toute la série mésozoïque et, en même temps, celle qui a la plus large extension. A l'homogénéité géographique de cette masse calcaire, je crois qu'il faut ajouter l'extraordinaire homogénéité verticale, celle qui s'observe sur une même coupe et qui est admirablement mise en évidence par les diagraphies (1969 b, fig. 6) : homogénéité et uniformité rendues plus remarquables par le contraste saisissant qu'elles offrent avec les couches encaissantes, cénomaniennes ou "sénoniennes" où alternent sans cesse banc d'anhydrite ou de sel, couches d'argiles, lits dolomitiques, etc. L'explication d'une telle monotonie, après le régime d'alternances du Cénomanien argilo-lagunaire, se trouve probablement dans le milieu de dépôt même : c'est l'instauration d'un milieu marin franc qui aurait uniformisé et régularisé les dépôts (2).

Sur de très vastes superficies, à cette barre calcaire se substitue une MASSE DOLOMITIQUE sensiblement de même épaisseur. Au Sahara, les principales provinces dolomitiques (*op. cit.*, fig. 109) sont : la Nord-occidentale (Mzab et régions périphériques) ; l'orientale (des environs d'Ouargla à la Djeffara tunisienne et tripolitaine ; et du chott-Fedjedj à la Hamada-el-Homra) ; la province d'El-Biod – Gassi-Touil ; celle du Tademaït. La loi de cette répartition n'apparaît pas nettement ; car il n'y a *pas coïncidence systématique entre province dolomitique et zone de moindre épaisseur* – comme cela est le cas à d'autres niveaux du Mésozoïque – ; ni dolomitisation en direction continentale – également fréquente à d'autres niveaux du Mésozoïque –, puisqu'au contraire une importante zone dolomitique se localise en position septentrionale. Par ailleurs, le Turonien est dolomitique dans de vastes zones de la Berbérie, en particulier dans tout l'Atlas saharien occidental.

Les ARGILES (fig. V.1) apparaissent et prennent une certaine importance, principalement dans deux régions.

1) dans le NORD, aux confins des régions atlasiques et du domaine le plus marin, où les marnes disséminées dans toute la masse dépassent fréquemment 10 % de l'ensemble et peuvent atteindre localement 20 à 30 %. Cette province argileuse saharienne qui s'observe depuis la région des Daïas jusqu'à Mrhaïer et Négrine ne fait qu'annoncer les faciès argileux et marneux très abondants de Berbérie orientale et septentrionale (fosse constantinoise, Tunisie centrale et septentrionale et régions telliennes) : une fois encore, dans le Crétacé, l'envahissement par les argiles se généralise de plus en plus du Sud vers le Nord, aux dépens des autres constituants (carbonates, évaporites, éléments clastiques).

2) Le Sud du domaine étudié est en grande partie recouvert par la "PROVINCE ARGILEUSE MERIDIONALE" : Tinrhert, Sud-Ouest du Zemoul-el-Akbar et Gassi-Touil, d'une part ; extrémité sud-occidentale du Grand Erg oriental et Tademaït, d'autre part ; la zone haute d'El-Biod où le Turonien redevient

(1) Etant entendu que l'étage a été restreint aux faciès principalement carbonatés entre les couches argilo-évaporitiques encaissantes.

(2) Il serait regrettable que l'étiquette "milieu marin" satisfasse et comble notre curiosité quant au caractère profondément original de cette masse calcaire turonienne du Sahara. Ne convient-il pas plutôt de rapprocher cette observation d'autres faits apportés par des spécialistes différents dans un domaine jouxtant les régions sahariennes ? L. Pervinquière (1903) en Tunisie centrale, R. Laffitte (1939) dans l'Aurès, ont noté l'*extrême individualité des faunes turoniennes*, par rapport aux faunes également marines des intervalles encaissants. L. Pervinquière trouvait un tel air d'originalité à la faune turonienne qu'il la qualifiait de cryptogène. Le même auteur soulignait "la ressemblance étrange de plusieurs Ammonites turoniennes avec des formes jurassiques". Or on sait à quel point le Jurassique représente aussi une période particulière, étale, à sédimentation fine, calcaire, pélagique.

Source : MNHN, Paris

carbonaté et massif séparant ces deux ensembles. Les trois termes qui constituent habituellement le Turonien dans cette province – calcaires inférieurs, marnes médianes, calcaires supérieurs – ont déjà été évoqués dans le paragraphe consacré à la hamada de Tinrhert. Les données de sondages ont nsturellement beaucoup précisé et accru géographiquement la connaissance que l'on peut avoir de cette "province argileuse méridionale" (*op. cit.*, fig. 113, 114 et 116).

a) Les calcaires inférieurs, le plus souvent épais de 20 à 30 m, tendent à s'épaissir rapidement vers la dorsale d'El-Biod où l'ensemble du Turonien redevient massif. Quelques passées dolomitiques existent souvent à la base, faisant transition entre les argiles à gypse sous-jacentes et les calcaires sus-jacents. D'autre part l'ensemble devient dolomitique à l'approche des zones hautes où le Turonien redevient massif (haut d'El-Biod, terrasse d'Alrar, etc.). Dans ces calcaires inférieurs les faunes de Foraminifères – parfois pélagiques : Gumbélines, Globigérines – peuvent être d'une exceptionnelle abondance et se poursuivre très loin vers le Sud ; plus que cela ne sera le cas dans les marnes médianes ou les calcaires supérieurs. Cette unité des calcaires inférieurs – d'âge cénomanien supérieur-turonien inférieur, je le rappelle – représente *la phase maximale d'extension des faciès pélagiques.*

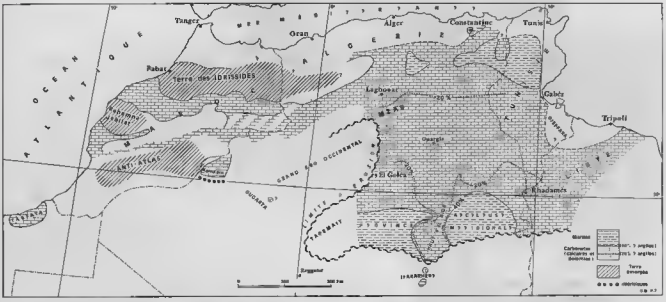


Fig. XIII.2. – Carte schématique des faciès du Turonien du Nord de la plateforme saharienne et de Berbérie. Sur la plateforme saharienne, il s'y ajoute en général quelques mètres de Cénomanien supérieur qui ne sont pas susceptibles de modifier la physionomie de cette répartition des faciès. On notera l'existence d'une "province argileuse méridionale" témoignant vraisemblablement d'apports phylliteux en provenance des régions continentales. Par ailleurs en Berbérie, dans le domaine le plus marin, le plus pélagique, les faciès – comme à l'accoutumée – deviennent plus argileux.

b) Les marnes médianes – L'ensemble des diagraphies les marque avec beaucoup de netteté dans les coupes de sondages (fig. II.9) ; en même temps qu'elles mettent en évidence une apparition – au-dessus des calcaires inférieurs – plus brutale que n'est leur disparition et leur passage aux calcaires supérieurs. Depuis le haut d'El-Biod jusqu'aux affleurements du Tinrhert occidental, on les voit naître aux dépens des calcaires inférieurs (fig. II.9), puis se développer aux dépens des calcaires supérieurs (comparer les fig. 114 et 116, *in op. cit.*). Les Foraminifères pélagiques, encore présents dans des puits du Gassi-Touil, deviennent plus rares vers le Sud et semblent avoir disparu avant la zone d'affleurement (1).

c) Les calcaires supérieurs – Il s'agit d'une barre extrêmement constante et aussi remarquable en sondages (sur logs lithologiques, comme sur diagraphies) qu'elle l'est à l'affleurement. Au Tinrhert oriental son

(1) La présence de ces marnes au Sud du domaine carbonaté, à l'opposé du domaine allasique habituellement plus pélagique ou plus profond, n'apparaît surprenante que si l'on s'obstine dans la voie des interprétations bathymétriques, où les sédiments argileux sont toujours plus profonds que les calcaires. En réalité je pense qu'il faut interpréter ces marnes méridionales comme le témoin de maigres apports phylliteux d'origine continentale, seul reste et seul témoin d'une activité terrigène, si importante et si développée jusqu'à l'Albien.

Source : MNHN, Paris

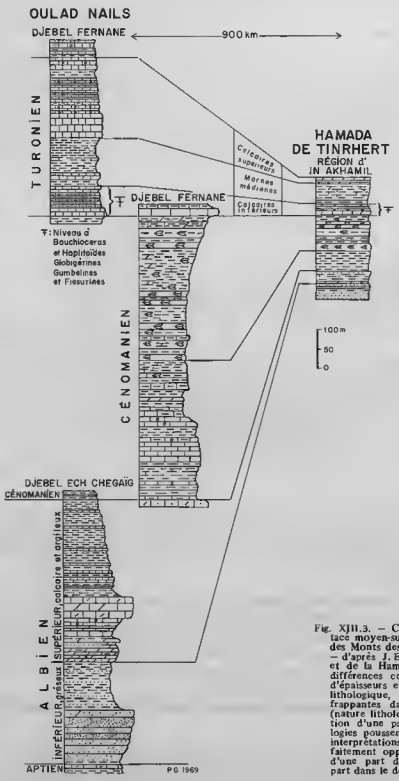


Fig. XIII.3. — Coupes schématiques du Crétacé moyen-supérieur de la partie orientale des Monts des Oulad-Naïls (Atlas saharien) — d'après J. Emberger et P. Tremolières — et de la Hamada de Tinrhert. Malgré des différences considérables dans les valeurs d'épaisseurs et même dans la constitution lithologique, on notera des homologies frappantes dans la succession des faciès (nature lithologique, répartition et localisation d'une partie des faunes). Ces homologies poussent à remettre en question les interprétations bathymétriques, parfois parfaitement opposées, qui ont été proposées d'une part dans l'Atlas saharien, d'autre part dans le domaine saharien.

Source : MNHN, Paris

épaisseur décroît assez régulièrement du Nord vers le Sud – au profit des argiles médianes sous-jacentes – ; au Tademaït, de l'Est vers l'Ouest. Constitués, malgré le nom donné à cette unité, de calcaires et de dolomies, avec quelques intercalations de marnes et d'argiles, ces calcaires supérieurs contiennent une faune beaucoup plus rare que les niveaux précédents : les conditions marines sont moins pélagiques, moins ouvertes, plus confinées ; elles annoncent les argiles à évaporites sus-jacentes.

La comparaison entre cette succession et certaines coupes atlasiques – par exemple celle de la partie orientale des monts des Ouled-Naïls – révèle des analogies indiscutables (**fig. XIII.3**). Les différents constituants lithologiques et leur répartition, la faune et sa position par rapport aux ensembles lithologiques présentent, de part et d'autre, une identité remarquable, en dépit de différences considérables dans les épaisseurs. De telles analogies ne peuvent relever de simples coïncidences ; elles doivent prendre leur source, me semble-t-il, dans le jeu de mécanismes identiques. Et ce fait autorise, je crois, *à rejeter les interprétations locales, d'ordre bathymétrique*, telles que celles proposées dans la plupart des monographies régionales de l'Est de la Berbérie. Il convient de préférer à ces interprétations des causes générales et, en partie au moins, indépendantes de la forme du bassin de sédimentation.

2) LES FAUNES.

A aucun autre niveau du Mésozoïque saharien, les faunes, souvent pélagiques, n'ont connu une telle abondance et ne sont allées aussi loin vers le Sud. Globigérines et Gumbélines descendent au moins jusqu'au 28° parallèle ; alors que les Valvulinelles du Jurassique supérieur n'avaient pratiquement pas dépassé le 32° ; en longitude, on les connaît du 3° au 10° degré est. Les Ammonites – rigoureusement absentes aux affleurements du Sahara algérien avant le Cénomanien – deviennent d'un seul coup d'une abondance prodigieuse, égalant et dépassant les régions les plus riches de la Berbérie. Et elles s'étendent jusqu'au massif central saharien, ainsi qu'en témoignent les lambeaux calcaires isolés de la région d'Amguid. Cette faune présente l'intérêt supplémentaire d'établir le synchronisme, au moins approximatif, de l'installation de ce régime calcaire, venu relayer les argiles à gypse. Sur une grande partie de la plateforme saharienne, du Mzab à la Hamada-el-Homra, aux argiles à gypse succèdent une dizaine de mètres – à peu près exactement – de calcaires à *Neolobites*, puis des calcaires à *Nigericeras* et *Vascoceras* : on admettra qu'un décalage chronologique dans l'installation de ces faunes est peu probable et que, de ce fait, la **généralisation des calcaires marins peut être considérée comme instantanée à l'échelle des temps géologiques**. Enfin ce sont ces mêmes calcaires du Cénomanien supérieur qui, ayant dépassé l'extension des termes antérieurs du Mésozoïque, sont venus en transgression discordante sur un matériel paléozoïque puis cristallin, arasé, depuis le Sud de la cuesta du Tinrhert occidental (fig. XII.3) jusqu'à Amguid.

VI. CONCLUSIONS

Au Cénomanien supérieur – Turonien, l'extraordinaire uniformité de la masse calcaire déposée sur une grande partie de l'Afrique du Nord-Ouest et l'existence dans ces calcaires des faunes pélagiques mésozoïques les plus abondantes et présentant l'extension la plus vaste, sont deux phénomènes d'une importance capitale. On ne peut les mettre en rapport qu'avec une modification profonde du chimisme de la nappe d'eau qui recouvrait la plateforme saharienne : après qu'au Cénomanien les dépôts détritiques de l'Albien ont pratiquement *disparu* au profit des dépôts lagunaires, au Cénomanien supérieur – Turonien, le domaine lagunaire s'est trouvé remplacé par un milieu marin franc ; d'une extrémité à l'autre de la plateforme saharienne les évaporites sont à peu près radicalement absentes.

Dans le contexte de ce Mésozoïque saharien, cette généralisation d'un domaine marin franc est extraordinaire. Peut-on conserver, pour expliquer cette extension du milieu océanique, l'hypothèse d'une montée eustatique, soutenue aussi bien par M. Gignoux (1926, p. 410) à une échelle planétaire, que plus récemment par R. Ciry (1954) pour le Crétacé espagnol ? Certes la coïncidence, sur la plateforme saharienne, entre ces modifications du faciès et l'extension du domaine sédimentaire sur un socle jusqu'alors exondé est un argument en faveur d'un tel mouvement eustatique. Mais les effets de ce mouvement peuvent-ils avoir eu la pérennité nécessaire pour rendre compte des caractères de la barre turonienne dans sa totalité ? Cette hypothèse explique-t-elle la diminution spectaculaire des apports argileux ? Explique-t-elle les particularités faunistiques du Turonien de Berbérie (faune cryptogène, généralisation des Rudistes, etc.) ? Il peut paraître plus logique d'imputer ces phénomènes à un changement climatique, dont les effets auraient d'ailleurs eu une très vaste extension et se seraient traduits par une modification radicale du chimisme de la nappe d'eau. Il est plus difficile de préciser dans le détail les rapports entre ces modifications climatiques et l'extension brutale en situation périphérique du domaine sédimentaire marin sur un socle jusqu'alors exondé. Là serait pourtant la clé de l'ensemble de cette sédimentation.

Source MNHN, Paris

LISTE DES FOSSILES DU CENOMANIEN SUPERIEUR

Milioles. *Heterohelicidae. Globigerina. Helveticotruncana. Gumbelina. Rotaliidae. Globorotaliidae. Heterodiadema libycum.* Débris d'Annélides. Plicatules. Ostracés. Débris de Rudistes. Gastropodes. Ammonites. *Neoloblites vibrayei. N. bussoni. N. fourtaui. N. peroni. Calycoceras grossouvrei. C. boulei. C.* sp. *Eucalycoceras* aff. *pentagonum. Protacanthoceras.*

LISTE DES FOSSILES DU TURONIEN

Arénacés. *Haplophragmoides.* Textulariidés. *Textulariidae. Spiroplectammina.* Valvulinidés. *Valvulammina. Valvulammina* cf. *V. parulleloides. Ophtalmidiidae. Miliolidae. Spiroloculina.* Fissurines. *Gavelinella bullata.* Globigérines. *Globigerina. Globigerina cretacea.* Rotalipores. *Helveticotruncana.* Gumbelines. *Gumbelina. Gumbelina globulosa. Gumbelitria. Ventilabrella* sp. *Rotalia algeriana.* Rotalidés. *Rotaliidae. Globorotaliidae.* Radiolaires. Spicules de Spongiaires. Polypiers. Débris d'Echinodermes. Radioles d'Oursins. *Saccocoma.* Crinoïdes. Débris de Brachiopodes. Débris d'Annélides. Ophiures. *Cytherella* sp. *Bythocypris. Paracypris. Clithrocytheridea. Cythereis. Xestoleberis.* Lamellibranches. Inocérames. Débris de Rudistes. Hippurites. Débris de Mollusques. Débris de Gastropodes. Gastropodes. *Tylostoma globulosum.* Ammonites. *Kamerunoceras tinrhertense. Pseudaspidoceras footei* var. *grecoi. Nigericeras gignouxi. N. jacqueti. N. jacqueti* var. *crassicostata. Discovascoceras tesselitense. D. defrennei. Paravascoceras* aff. *cauvini. Vascoceras gamai. Paramammites laffitteï. P. subatuberculatus. Pseudotissotia (Bauchioceras)* sp. *P. bussoni. P. nigeriensis* var. *egrediens. P.* sp. *Leoniceras pavillieri. L. luciae. Leoniceras segne. Hoplitoïdes ingens. Hoplitoïdes* sp. *Hoplitoïdes hourcqui.* Algues calcaires.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XIV

SENONIEN lagunaire

I. INTRODUCTION

A) HISTORIQUE.

R. Karpoff (1954) a fourni une mise au point très claire des connaissances que l'on avait du Sénonien immédiatement avant le début de l'exploration pétrolière. Il signalait en particulier des marnes gypsifères dans le Sénonien du Mzab et, au Tinrhert, un Sénonien inférieur marno-gypsifère. Par ailleurs, reprenant une attribution alors courante, il datait du Cénomanien les épaisses couches salifères rencontrées dans la région d'Ouargla, couches dont on sait à l'heure actuelle qu'elles font partie du Sénonien lagunaire. Du point de vue cartographique, les deux éditions successives du 500 000e ont apporté un levé des terrains sénoniens dans leur ensemble (lagunaire + carbonaté) et quelquefois encore mal distingués des couches éocènes. De son côté J. Ph. Lefranc, avec les feuilles *Amguid* (1954) et *In-Salah* (*in* J. Follot, 1952), a cartographié un certain nombre de termes (cts I-2 ; Turonien et Coniacien- Santonien ; cs 3 : Campanien ; cs 4 : Maestrichtien). Ces attributions stratigraphiques sont sans doute insuffisamment fondées, eu égard aux arguments paléontologiques existants. Par ailleurs la précision de ces levés s'est trouvée limitée par les conditions difficiles de cette phase d'exploration et, fondamentalement, par le manque de précision des fonds topographiques disponibles à cette époque.

Les puits d'exploration pétrolière ont révélé un "Sénonien lagunaire", épais, puisque d'une puissance supérieure à 400 m sur une partie de la plateforme saharienne. Il s'agit de couches de sel gemme, d'anhydrite, d'argiles et de carbonates parfois fossilifères ; couches qui s'individualisent en général avec beaucoup de netteté entre les carbonates sous-jacents de la barre turonienne et ceux, sus-jacents, du Maestrichtien (Sénonien carbonaté *auctorum*). Les variations d'épaisseurs qui affectent cette unité sont importantes et contrastent, de ce fait, avec les intervalles antérieurs (Cénomanien, Turonien) et postérieurs (Maestrichtien), caractérisés par la régularité de leurs valeurs d'épaisseur *(op. cit.)*.

Les corrélations entre les séries épaisses, très évaporitiques, reconnues au centre du bassin, et les séries des affleurements, plus minces, ne contenant que quelques bancs de gypse, sont maintenant parfois possibles. En fait ces corrélations établissent que les différences d'épaisseur considérables observées entre le Sénonien lagunaire du bassin et la série argilo-gypsifère des affleurements (Mzab, Tinrhert, Sud-tunisien, djebel-Nefousa ; parfois série argilo-gréseuse au Tadémaït) ne correspondent pas seulement à un amincissement : les affleurements argilo-gypsifères n'équivalent qu'à la partie inférieure du Sénonien lagunaire des sondages ; la partie supérieure perdant ses évaporites sur les zones bordières, ne passe pas latéralement aux affleurements argilo-gypsifères, mais aux couches sus-jacentes (1964 et fig. II.1).

B) LIMITES STRATIGRAPHIQUES ET AGE DE LA SERIE.

La limite inférieure a été examinée ci-dessus en tant que toit du Turonien : je rappelle que la limite lithologique adoptée n'est pas datée paléontologiquement ; en outre il semble qu'elle se déplace verticalement dans la série, d'une partie du domaine étudié à l'autre partie (fig. III.4 et III.5). **La limite supérieure** a été située au toit de la dernière intercalation anhydritique importante ou "Anhydrite supérieure", banc très remarquable et qui a recouvert une portion importante de la plateforme saharienne. Ainsi localisée la limite supérieure – ou son équivalent latéral – passerait au-dessus des couches à *Orbitoïdes* et au-dessous de celles à Laffittéines ; c'est-à-dire qu'elle serait d'âge maestrichtien. En définitive, **le "Sénonien lagunaire" pourrait comporter du Turonien à sa base, du Sénonien principalement, un peu de Maestrichtien au sommet.** Quand le banc d'anhydrite supérieure disparaît, on adopte comme toit de l'intervalle le mur d'importantes formations carbonatées ("Sénonien carbonaté") : l'intervalle surtout argileux, qui se trouve ainsi défini, risque de ne représenter qu'une équivalence approximative avec le Sénonien lagunaire habituel.

Source MNHN, Paris

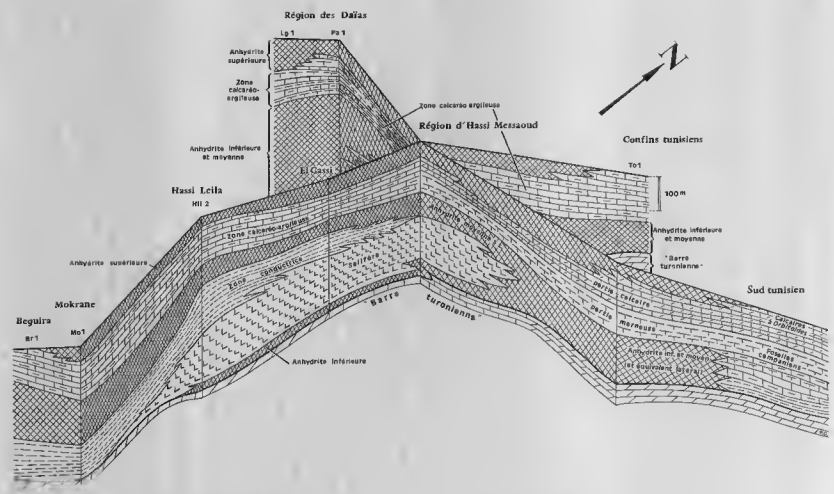


Fig. XIV.1. — Coupes du Sénonien lagunaire, sous forme de croquis perspectifs implantés avec leur position géographique approximative, situant les principaux ensembles lithologiques et précisant leurs rapports mutuels.

Source : MNHN, Paris

C) PLAN SUIVI ET LIMITES DE L'ETUDE.

Les séries évaporitiques, épaisses, du bassin présentent une succession relativement constante de termes identifiables sur de très vastes superficies. J'ai nommé ces termes : Anhydrite inférieure, Salifère, Anhydrite moyenne, Zone calcaréo-argileuse, Anhydrite supérieure (fig. XIV.1). Ces cinq unités, bien qu'elles ne soient pas datées rigoureusement, sont précieuses pour servir de cadre à une description du bassin. Une fois précisées les zones où leur synchronisme est au moins approximatif et celles où la succession habituelle est perturbée sous l'effet de passages de faciès, ces unités sont susceptibles de servir de base à un essai de reconstitution des paléogéographies successives de ce bassin.

Les affleurements sénoniens, si développés dans les régions sahariennes, du Mzab, du Tadémaït, du Tinrhert (1968, fig. 6 ; fig. II.1 et II.6), du Sud-tunisien et de Tripolitaine (1) ne seront pas décrits ici, pour être intégrés à une synthèse générale. Les études que j'ai menées personnellement sur ces séries de très vaste extension ne sont pas encore suffisamment avancées – ni les études paléontologiques du matériel que j'en ai ramené – pour proposer cette description d'ensemble. Dans ces conditions, j'ai renoncé du même fait à une comparaison avec les régions voisines de Berbérie. Le présente chapitre sera donc restreint à une description des séries sahariennes reconnues par sondages.

II. DESCRIPTION DES UNITES SUCCESSIVES

A) L'ANHYDRITE INFERIEURE (fig. XIV.2).

Sur une partie notable de la plateforme saharienne étudiée – de la vallée de l'Oued-Mya au Zemoul-el-Akbar et de la région de Dzioua jusqu'aux confins du Tinrhert – une intercalation anhydritique sépare et isole le Salifère sus-jacent des carbonates turoniens sous-jacents : c'est l'Anhydrite inférieure. La position de cette unité en coupe et son comportement en diagraphies ont été illustrés dans des figures données ci-dessus (II.8 et III.4). Les épaisseurs sont très variables (fig. XIV.2), au point de décourager de tracer des courbes isopaques. Néanmoins un certain amenuisement apparaît vers le Sud-Ouest, seule direction où l'anhydrite inférieure finit en disparaissant par biseautage. Au contraire un épaississement se note vers le Nord et le Nord-Est ; cet épaississement se fait en partie aux dépens du Salifère principal : en ces directions d'ailleurs la limite géographique de l'unité n'est plus imposée par un biseautage, mais au contraire par la disparition du Salifère principal – qui définit cette anhydrite inférieure – sous le coup de la généralisation et de la permanence d'une sédimentation anhydritique postérieurement au Turonien.

Faciès : L'anhydrite est en général le constituant dominant, s'intercalant dans l'extrême-Nord de dolomies et secondairement d'argiles, et surtout d'argiles en position plus centrale (Hassi-Messaoud, Grand Erg oriental). Vers El-Gassi – El-Agreb, l'anhydrite apparaît relativement pure ; tandis que dans l'Ouest (Haoud-Berkaoui – Hassi-Berkane), le sel existe au sein même de l'Anhydrite inférieure et la limite avec le Salifère peut en devenir moins nette.

La constance de cette intercalation anhydritique, entre dolomie ou craie turonienne d'une part, et sel gemme d'autre part, est absolument exceptionnelle. Au sein de cette succession, cette sédimentation anhydritique semble avoir simplement résulté du stock de sel en présence dans le bassin : l'Anhydrite inférieure, malgré sa continuité quasi parfaite sur plus de 200 000 km², ne reflète pas un épisode synchrone et unique, d'origine climatique ou autre ; mais la cristallisation, éminemment variable dans le temps suivant les lieux, des sulfates après le dépôt des carbonates et avant celui du sel gemme. Il s'agit donc d'une simple unité lithologique, sans synchronisme précis à l'échelle de son aire d'extension et qui ne saurait être érigée en entité stratigraphique.

B) Le SALIFERE (fig. XIV.3).

La position de cette unité en coupe et quelques données sur sa constitution lithologique (fig. II.8 et III.4), son comportement en diagraphies (fig. II.8), ses rapports avec les unités sous-jacentes – Anhydrite inférieure et barre turonienne – (fig. III.4 et III.5) ont été illustrés précédemment dans cet ouvrage ; ainsi que l'importance du sel gemme, constituant primordial de ce Salifère, en valeur isolithe et en pourcentage ramené à l'ensemble Anhydrite inférieure + Salifère (Fig. V.2). En fait c'est une unité très importante par son épaisseur et par la superficie qu'elle couvre. L'accumulation principale s'étend sur plus de 120 000 km² d'un seul tenant, de la région d'Hassi-Inifel jusqu'aux confins tunisiens et, du Nord au Sud, de la latitude d'Ouargla

(1) Ainsi que ceux, très identiques malgré leur éloignement géographique, du Tanezrouft (coupe d'Aït-Nafane) que j'ai eu l'occasion d'examiner il y a quelques années.

Source : MNHN, Paris

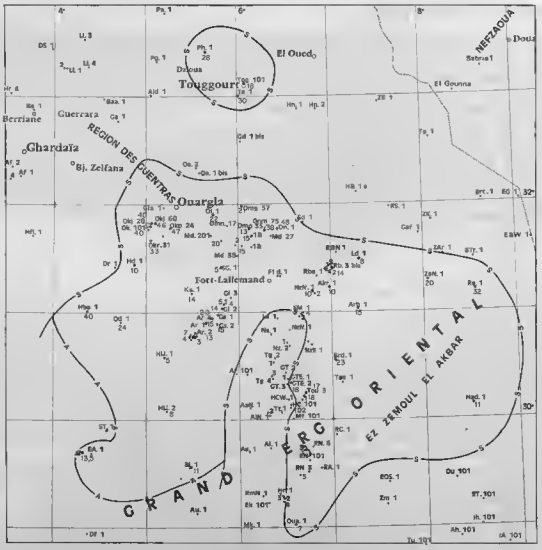


Fig. XIV.2. – Carte au 4 000 000e de l'Anhydrite inférieure, terme de base du Sénonien lagunaire entre la "barre turonienne" et le Salifère sus-jacent : épaisseur de la formation en mètres auprès des forages ; S-S-S : limite d'extension du Salifère sus-jacent ; A-A-A : limite d'extension de l'Anhydrite inférieure elle-même (d'après la fig. 121, *op. cit.*).

jusque près de celle de Beguira. En outre des puits implantés dans la région de Touggourt ont retrouvé du sel en une accumulation qui semble être restée distincte de la principale.

Les épaisseurs de l'intervalle (fig. XIV.3) dépassent souvent la centaine de mètres : les valeurs les plus fortes se localisant – une fois encore – dans une fosse de l'Oued-Mya, en amont d'Ouargla, et, secondairement, dans le Zemoul-el-Akbar. Dans le détail la répartition est assez anarchique et la rapidité du biseautage de l'intervalle est souvent remarquable, en particulier dans le périmètre de certaines structures anticlinales (Rhourde-el-Baguel, Feidjet-el-Moulay). Cette disparition procède vraisemblablement à la fois de passage de faciès du sel à d'autres constituants, et d'autre part de lacunes, soit originelles, soit résultant de dissolutions immédiatement postérieures au dépôt.

Du point de vue du faciès, je rappelle que le sel gemme, parfois massif, s'intercale largement de marnes et d'argiles dolomitiques – parfois à Ostracodes (Ph. 1 – coord. S 9 –) –, d'anhydrite, de bancs dolomitiques, enfin de lignite et de pyrite. On a signalé aussi des bancs de calcaire et de calcaire dolomitique, parfois oolithique.

Source : MNHN, Paris

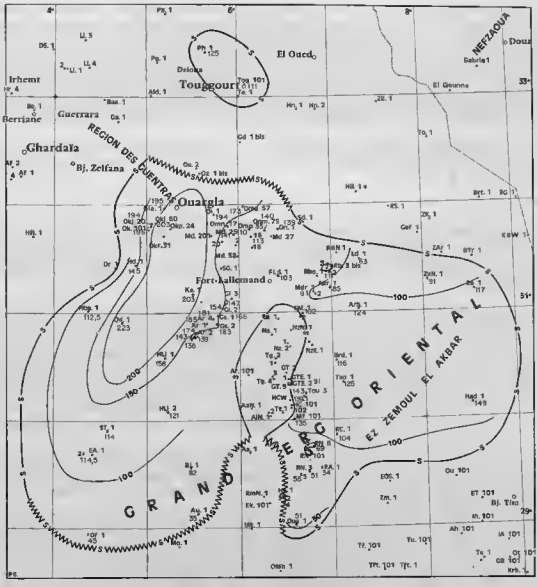


Fig. XIV.3. — Carte au 4 000 000e du Salifère, second terme du Sénonien lagunaire : limites de définition et d'extension (S-S-S), épaisseur de la formation en mètres auprès des forages, esquisse de quelques courbes isopaques (équidistance : 50 m) (d'après la fig. 122, *op. cit.*).

C) ANHYDRITE INFERIEURE ET SALIFERE.

Etant donné le caractère de limite de faciès très changeante du contact entre l'Anhydrite inférieure et le Salifère, une carte de faciès de chacun de ces intervalles aurait peu d'intérêt – puisque ces intervalles ne sont définis que par le faciès. Par contre il est intéressant de considérer les valeurs de pourcentages des faciès de l'ensemble de ces deux unités. La carte du sel gemme, rappelée ci-dessus (fig. V.2) à propos des principes et méthodes, met en évidence une évolution remarquablement régulière des valeurs de pourcentages. Les valeurs maximales, supérieures à 70 %, sont présentes dans une bande coïncidant d'abord avec la vallée de l'Oued-Mya puis de direction Est-Ouest jusqu'aux confins algéro-tuniso-libyens. Depuis ces valeurs se constatent un amenuisement progressif vers le Nord et le Nord-Est, en particulier au profit de l'anhydrite, et également un amenuisement progressif vers le Sud et le Sud-Est du fait d'un envahissement de l'intervalle par de l'argile. J'ai souligné par ailleurs l'extraordinaire régularité du classement de ces valeurs de pourcentage : "chaque zone,

Source : MNHN, Paris

couvrant une gamme précise et limitée de pourcentages (de 10 en 10 ou de 20 en 20), s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres de long et plusieurs dizaines de large, prenant en écharpe une partie de la plateforme saharienne. Des gradients d'une telle simplicité ne peuvent prendre leur source que dans des phénomènes généraux, à l'échelle de la plateforme saharienne, à l'exclusion de l'intervention de facteurs locaux d'ordre topographique ou autres. A cet égard, la zone sans sel du Gassi-Touil mérite d'être considérée de plus près : elle s'enfonce comme un môle dans les différentes zones de pourcentage. Et il semble que le môle interrompt ces zones, les coupe même comme à l'emporte-pièce, mais ne les perturbe pas : on peut en conclure que même à proximité de zones aberrantes, les processus généraux – vraisemblablement d'ordre hydrodynamique – ont joué seuls, sur cette plateforme saharienne, dans la répartition et le classement des sels de solubilité différente".

La carte de l'anhydrite (*op. cit.*, fig. 125) manifeste une simplicité encore plus nette, puisque l'évolution ne consiste qu'en un amenuisement progressif et régulier de ce minéral du Nord vers le Sud, tout d'abord au profit du sel, puis au profit des argiles.

D) L'ANHYDRITE MOYENNE.

Cette unité caractérisée par la présence relativement abondante d'anhydrite – ou d'argile et d'anhydrite dans le Sud-Ouest – est définie comme l'intervalle compris entre le Salifère dessous et la zone calcaréo-argileuse : la limite géographique de l'Anhydrite moyenne (fig. XIV.4) ne marque pas la disparition de l'anhydrite, mais simplement le biseautage du Salifère sous-jacent qui entraîne une modification de la succession des unités.

1) Dans la PARTIE SEPTENTRIONALE ET ORIENTALE du domaine étudié, l'Anhydrite moyenne est un ensemble relativement homogène. Dans le Nord (région de Dzioua-Touggourt), c'est un intervalle très épais (250 m environ) où alternent bancs d'anhydrite ; dolomies blanchâtres, tendres ou microcristallines ; calcaires dolomitiques ; marnes dolomitiques, grises ou vertes, parfois pyriteuses ; avec parfois Ostracodes, quelques Foraminifères et débris de Mollusques. Ailleurs les épaisseurs sont moindres (50 à 100 m approximativement dans les régions d'Hassi-Messaoud, de Rhourde-el-Baguel, et des confins tunisiens ; légèrement plus dans le Gassi-Touil) ; tandis que l'évolution des faciès est caractérisée vers le Sud, par une décroissance de l'anhydrite et des carbonates, compensée par une augmentation des argiles. En même temps celles-ci se modifient dans leur nature : aux marnes dolomitiques du Nord se substituent souvent des argiles et argiles anhydritiques.

2) Dans la PARTIE OCCIDENTALE – à l'Ouest et au Sud-Ouest d'une ligne allant d'Ouargla à Fort-Lallemand – l'intervalle compris entre Salifère et zone calcaréo-argileuse se trouve modifié par le développement, à la partie inférieure, de couches argileuses, conductrices sur diagraphies de résistivité ; à l'Anhydrite moyenne se substituent alors 1) la zone conductrice, à la partie inférieure ; 2) l'Anhydrite moyenne *s.s.* ou résiduelle, à la partie supérieure.

a) La Zone conductrice. Née dans la région d'Ouargla – Fort-Lallemand, la zone conductrice (*op. cit.*, fig. 127) s'épaissit assez régulièrement vers le Sud, pour atteindre plus de 150 mètres à Daïet-el-Frass (Df. la – coord. R. 4 –, à 400 km au Sud d'Ouargla) et elle existe encore aux affleurements méridionaux de la série sénonienne, en particulier au Tinrhert occidental, entre Hassi-Msegguem et Tin-Bidder, sous la forme d'une vaste zone argileuse intercalée entre la dalle turonienne et les premiers bancs importants de carbonates du Sénonien. Les rapports entre les couches encaissantes (Salifère dessous, Anhydrite moyenne *s. s.* dessus) et cette zone conductrice sont complexes : certaines corrélations donnent à penser que ces argiles naissent *ex-nihilo*, dans la région d'Ouargla – Fort-Lallemand, entre Salifère et Anhydrite, mais vers le Sud il n'y a pas de doute que la zone conductrice est engraissée par passage de faciès aux dépens du Salifère sous-jacent et de l'Anhydrite moyenne sus-jacente.

Lithologiquement il s'agit d'argiles, vraisemblablement d'argiles salées – d'où le comportement très conducteur sur les courbes de résistivité –, parfois d'argiles dolomitiques, avec quelques passées de dolomies ou de calcaires dolomitiques, d'anhydrite (ou de gypse, suivant la profondeur d'enfouissement), parfois de sel, tout-à-fait au Sud des pélites et des sables très fins, du lignite et enfin quelques débris de Poissons et valves d'Ostracodes.

b) L'Anhydrite moyenne s. s. ou résiduelle (*op. cit.*, fig. 128). Elle surmonte la zone conductrice là où celle-ci existe, s'épaississant très sensiblement du Nord (50 à 60 m) vers le Sud (100 à 140 m).

Lithologiquement, dans le Nord (Haoud-Berkaoui, El-Gassi – El-Agreb) l'intervalle est formé d'anhydrite, de marnes dolomitiques, de calcaires dolomitiques et de dolomie – à Hd. 1 (coord. R 7) de dolomie gypseuse à Ostracodes – et de calcaires argileux. Plus au Sud (région d'Hassi-Leila-Mokrane), l'anhydrite, en général encore abondante, s'intercale d'argiles grises, vertes et brun-rouge, souvent gypsifères, de bancs dolomitiques, plus ou moins argileux ou anhydritiques, de calcaires dolomitiques argileux ou parfois de calcaire oolithique à débris de fossiles (Mo. 1 – coord. S 4 –).

Source MNHN, Paris

E) L'ANHYDRITE INFERIEURE ET MOYENNE.

Il est intéressant de considérer un ensemble allant de l'Anhydrite inférieure à l'Anhydrite moyenne – intervalle allant du toit du Turonien au mur de la zone calcaréo-argileuse – pour deux raisons : 1) alors que les unités précédentes (Anhydrite inférieure, Salifère, zone conductrice, Anhydrite moyenne *s. s.*) représentaient des faciès parfois nettement hétérochrones et pouvant passer de l'un à l'autre, l'Anhydrite inférieure et moyenne semble mieux définie ; son évolution globale mérite donc d'être examinée. 2) La succession précédemment étudiée était subordonnée à l'existence de Salifère, au contraire l'ensemble Anhydrite inférieure et moyenne déborde largement l'extension du Salifère et permet donc de décrire une région plus vaste. Les

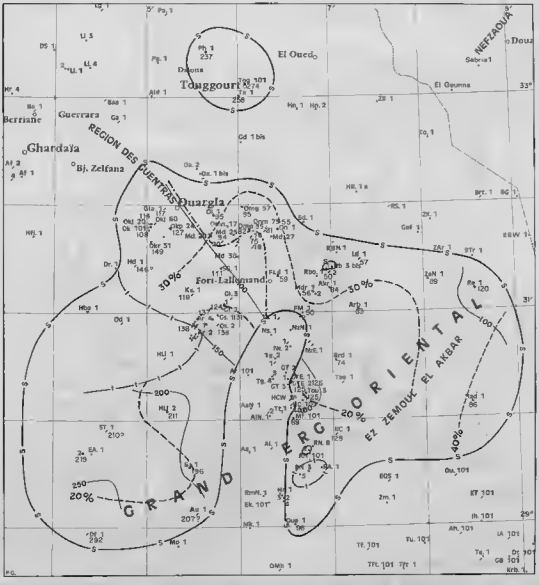


Fig. XIV$_3$4. – Carte au 4 000 000^e de l'Anhydrite moyenne : limites de définition de l'intervalle, le mur étant défini par la présence de Salifère (S-S-S : limite d'extension du Salifère sous-jacent), le toit par le passage à la zone calcaréo-argileuse sus-jacente (t-t-t : limite de définition du toit de l'Anhydrite moyenne) ; épaisseur de la formation et esquisse de quelques courbes isopaques. Dans la partie orientale, à l'Ouest et au Sud-Ouest d'une ligne Ouargla – Fort-Lallemand (= au Sud-Ouest du tireté – – –), apparaît, la *zone conductrice* : l'intervalle se décompose alors en zone conductrice à la base et Anhydrite moyenne *s.s.* au sommet.
En surcharge enfin courbe d'isopourcentages de l'anhydrite au sein de l'anhydrite moyenne : on notera une décroissance importante vers le Sud (d'après *op. cit.*, fig. 126 et 129).

Source : MNHN, Paris

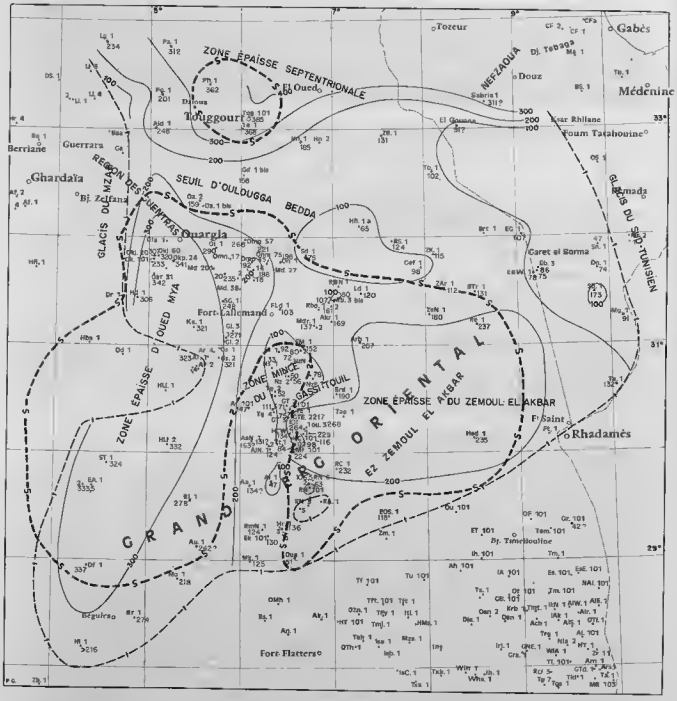


Fig. XIV.5. — Carte au 4 000 000e de l'ensemble "Anhydrite inférieure à moyenne" y compris le Salifère là où celui-ci existe. —(—t = limite de définition du toit de l'intervalle (le mur de l'intervalle étant défini par le toit de la barre turonienne d'extension toujours plus large) ; valeur de l'épaisseur de l'ensemble en mètres auprès des sondages et esquisse de courbes isopaques (équidistance 100 m). En tiretés, limite d'extension du Salifère (d'après *op. cit.*, fig. 132, modifiée).

Source : MNHN, Paris

cartes couvriront l'ensemble du domaine, mais les quelques descriptions écrites ne porteront que sur les zones dépourvues de Salifère, les autres zones ayant déjà été examinées par unités successives. Il est bon de préciser que l'absence de sel s'explique de deux façons : dans de nombreux cas le sel est passé latéralement à un autre constituant (anhydrite dans le Nord, argiles dans le Sud) ; mais dans quelques cas, il est vraisemblable que les successions dépourvues de sel ne représentent qu'une série post-salifère, soit que le sel ne se soit jamais déposé, soit qu'il ait été érodé peu après son dépôt.

Les EPAISSEURS (fig. XIV.5) s'ordonnent de façon schématique : les plus fortes dans la "zone épaisse septentrionale", pré-atlasique (région de Dzioua – Touggourt), puis la "zone épaisse d'Oued-Mya", jouxtant les amincissements remarquables du glacis du Mzab ; enfin, moins importante, la "zone épaisse du Zemoul-el-Akbar". Les autres traits sont constitués par le "seuil d'Oulougga – Bedda", la "zone mince du Gassi-Touil", les glacis du Sud-tunisien, du Tinrhert. En plus de ces unités régionales, le jeu de certaines structures dans la sédimentation paraît éminemment probable, en particulier dans la région de Rhourde-el-Baguel et du Gassi-Touil.

Dans cette unité considérée globalement, les FACIES évoluent en général de façon logique (*op. cit.*, fig. 133 à 136). L'**anhydrite**, très abondante dans la zone la plus septentrionale, décroît vers l'Est et vers le Sud, spécialement dans le Gassi-Touil : cette dernière province, déjà dépourvue de sel, montre parfois des pourcentages en anhydrite compris seulement entre 10 et 20 % ; une fois encore cette région faiblement subsidente ne se présente pas comme une aire favorable à la présence d'évaporites. Les carbonates (fig. XIV.6) mettent en évidence une évolution qui est presque complémentaire : les valeurs de pourcentages sont très

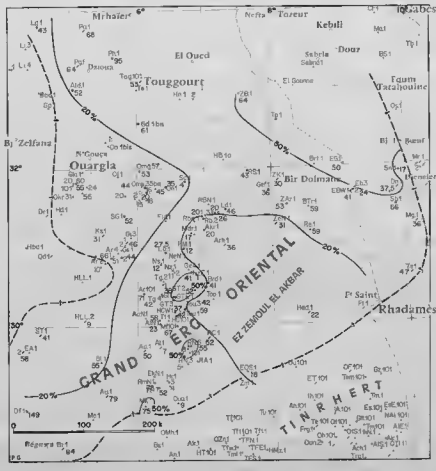


Fig. XIV.6. – Carte des carbonates dans l'ensemble "Anhydrite inférieure à moyenne" ; épaisseur cumulée des carbonates auprès des sondages (isolithes) et courbes d'isopourcentages (20 et 50 %) – d'après *op. cit.* fig. 136.

Source : MNHN, Paris

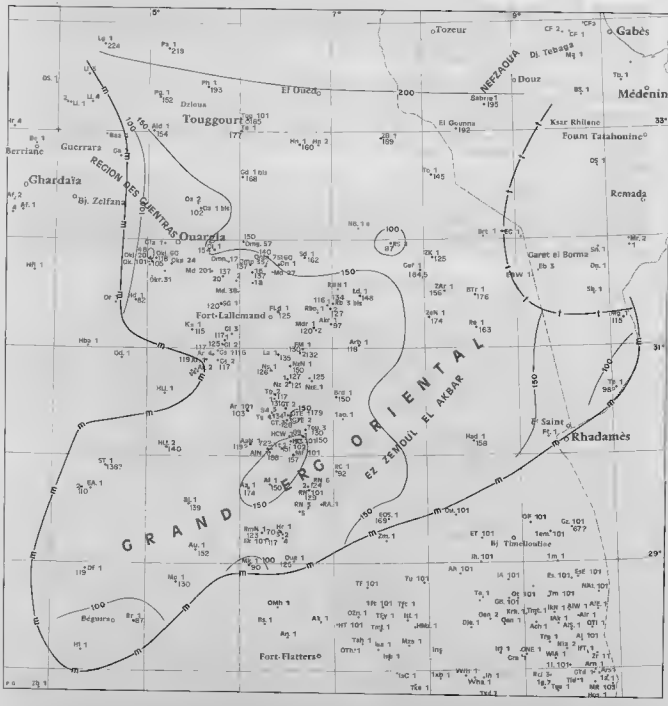


Fig. XIV.7. – Carte au 4 000 000e de l'ensemble "zone calcaréo-argileuse + Anhydrite supérieure". Le mur de l'intervalle correspond au contact zone calcaréo-argileuse sur Anhydrite moyenne : m-m-m = limite de définition du mur. Pour le toit, c'est le contact du Maestrichtien sur l'Anhydrite supérieure : t-t-t = limite de définition du toit. L'épaisseur de l'ensemble est précisée en mètres auprès des sondages. L'équidistance des courbes isopaques est de 50 m (d'après *op. cit.* fig. 137).

Source : MNHN, Paris

faibles (moins de 20 %) dans les régions continentales, l'Ouest (même le Nord-Ouest) et le Sud (confins du Tadémaït et du Tinrhert) ; elles augmentent beaucoup (pouvant atteindre ou dépasser 50 %) en direction mésogéenne (confins tunisiens, Dahar). Le Gassi-Touil, enfin, malgré une position relativement méridionale, montre des valeurs de *pourcentages* très variables, mais presque toujours beaucoup plus élevées que les régions voisines : les constituants autres que les carbonates semblent s'y être peu déposés ou en avoir été éliminés. L'évolution qualitative de ces carbonates est également remarquable : dans l'extrême-Nord, calcaires dolomitiques à débris d'organismes (Mollusques, Foraminifères, Ostracodes, Dasycladacées), fantômes d'oolithes et débris roulés ; ailleurs les fossiles tendent à disparaître et il ne reste plus que des dolomies à rares fantômes organiques où quelquefois seuls les Ostracodes sont encore identifiables.

F) LA ZONE CALCAREO-ARGILEUSE ET L'ANHYDRITE SUPERIEURE.

L'ensemble de la zone calcaréo-argileuse et de l'Anhydrite supérieure contraste de façon frappante avec les intervalles précédents, par une régularité tout-à-fait remarquable des épaisseurs : sur une distance de 600 km du Nord au Sud et autant de l'Est à l'Ouest, la quasi-totalité des épaisseurs sont comprises entre 100 et 200 m (fig. XIV.7). D'où un contraste important entre cet ensemble et l'unité précédente (Anhydrite inférieure à moyenne), où les variations d'épaisseurs prenaient au contraire une grande amplitude. D'autre part la séparation en Zone calcaréo-argileuse et en Anhydrite supérieure n'est qu'une limite de faciès changeante ; au surplus c'est une limite parfois difficile à préciser, car elle dépend du premier banc d'anhydrite *important* dont la base est retenue comme mur de l'Anhydrite supérieure. En conséquence les variations d'épaisseur de ces unités sont peu ou pas significatives en termes de subsidence.

1) La ZONE CALCAREO-ARGILEUSE est donc variable en épaisseur (*op. cit.* fig. 138 ; différence entre les valeurs des fig. XIV.7 et XIV.8) à la fois sous l'effet de variations de subsidence (amincissements importants sur certaines structures de Rhourde-el-Baguel ou du Gassi-Touil) et du caractère incertain de la définition du toit.

Dans le Nord les carbonates sont prédominants : calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies, parfois argileux ou marneux ; des microfaciès à petits débris prismatiques, fantômes d'oolithes et fantômes de débris roulés ont été rapprochés par les géologues de la C.F.P. (A.) des niveaux à prismes d'Inocérames, oolithes et *Monolepidorbis* du Santonien-Campanien d'El-Hazouah. Les marnes sont également importantes, souvent dolomitiques, parfois pélitiques, tandis que l'anhydrite est rare ou absente. On a identifié dans ces couches : débris de Mollusques (dont des Rudistes), de Spongiaires, Coelentérés, Echinodermes, Foraminifères, Ostracodes, Dasycladacées. Dans le Sud de la Province septentrionale (Ald. 1 — coord. S 9 —), apparaissent des oogones de Characées et de petits lits ligniteux.

Dans la Province centrale (région d'Ouargla, El-Gassi et El-Agreb) les carbonates représentent encore le constituant dominant ; mais l'anhydrite augmente sensiblement tandis que la faune tend à se raréfier, seuls Ostracodes et Ophtalmidiidés persistant jusqu'à El-Gassi et El-Agreb.

Dans la partie nord-orientale du Grand Erg oriental — de la région de Rhourde-el-Baguel aux confins tunisiens — et dans le Sud du Dahar tunisien, la zone calcaréo-argileuse se scinde en deux ensembles nettement identifiables : 1) à la base, marnes et argiles gris-vert, à bancs de calcaires marneux, crayeux, parfois glauconieux, c'est l'équivalent des marnes à Huîtres campaniennes des affleurements du Dahar (L. Pervinquière, 1912) ; 2) au-dessus, des couches surtout carbonatées (dolomies et calcaires dolomitiques) ayant livré dans les forages du Sud-tunisien la faune à Orbitoïdes (*Orbitoïdes, Siderolites, Rotalia* gr. *R. algeriana*, Bryozoaires) : faune qui existe aux affleurements où elle caractérise, classiquement, la base du Maestrichtien (L. Pervinquière, 1912).

Dans le Gassi-Touil, la zone calcaréo-argileuse se caractérise — même en cette période d'homogénéité des épaisseurs — par la coexistence de puissances très différentes. L'anhydrite s'y amenuise, ainsi que les passées argileuses ou marneuses, au profit des dolomies et calcaires dolomitiques, souvent crayeux ou marneux, plus rarement gréseux. Les restes organisés sont rares : quelques débris de Mollusques et d'Echinodermes, quelques Foraminifères, des Ostracodes et des dents de Poissons. Un peu plus au Sud, aux confins du Tinrhert, des bancs gréseux ou pélitiques s'intercalent dans l'équivalent de cette zone calcaréo-argileuse, évoquant les bancs de grès carbonatés, repérables au même niveau sur les affleurements voisins de la hamada de Tinrhert.

2) L'ANHYDRITE SUPERIEURE. Une carte des valeurs d'épaisseurs en est fournie ci-jointe (fig. XIV.8). Quelles que soient les incertitudes de la définition du banc d'anhydrite, adopté comme base de l'intervalle, il apparaît clairement que l'installation de l'anhydrite a été particulièrement précoce dans certaines régions, notamment dans le Nord-Ouest. A l'inverse l'Anhydrite supérieure s'amenuise vers l'Est à tel point qu'elle finit par disparaître sur le territoire tunisien ; elle est d'ailleurs absente dans les coupes de terrain du Dahar, où, de ce fait, l'équivalent du Sénonien lagunaire de ce texte ne peut être repéré avec précision. De

Source : MNHN, Paris

même l'Anhydrite supérieure tend à s'amenuiser ou même à disparaître sur certaines zones minces (Rhourde-el-Baguel ; certaines structures du Gassi-Touil ; affleurements de la hamada de Tinrhert). Malgré ces lacunes, localisées, il faut souligner l'extension remarquable de cette passée à anhydrite pratiquement continue sur près de 600 km du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest.

Du point de vue lithologique, dans l'intervalle "Anhydrite supérieure", l'anhydrite est le constituant primordial (pouvant former 60 à 70 % de l'intervalle). Elle s'intercale de calcaires dolomitiques et dolomies, de marnes et argiles dolomitiques, d'argiles gypseuses et anhydritiques. Localement on a signalé des débris de Mollusques, des Miliolés et des Valvulinidés, et enfin des Codiacées.

III. CONCLUSIONS

Le "Sénonien lagunaire", caractérisé par la présence de couches évaporitiques importantes, peut comprendre à sa base du Turonien ; il coïncide avec l'ensemble du Sénonien et il peut englober, aussi, la base du Maestrichtien. C'est la dernière récurrence évaporitique importante des terrains mésozoïques, considérable par son épaisseur et son extension.

Au toit de la barre carbonatée turonienne cristallise presque partout de l'anhydrite, parfois très pure. Puis la sédimentation se diversifie : anhydrite, argiles et carbonates se déposent dans le Nord et en position périphérique ; ces constituants passent vers le Sud à une énorme lentille de sel gemme qui couvre près de

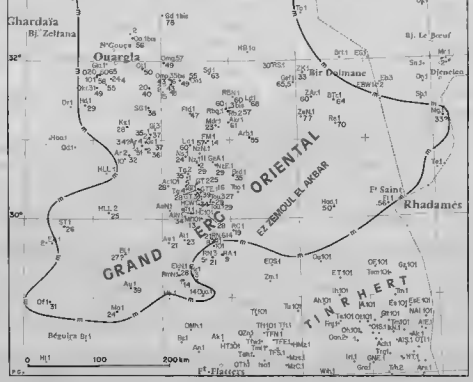


Fig. XIV.8. – Carte de la zone Anhydrite supérieure : épaisseur de la zone auprès des forages et limite de définition du mur de l'intervalle (d'après *op. cit.*, fig. 139).

Source MNHN, Paris

200 000 km² et tout le centre du bassin du Sénonien et dont l'épaisseur peut dépasser la centaine de mètres ; vers le Sud et le Sud-Ouest (Tademaït) se substituent à ces dépôts des couches argileuses parfois très épaisses. Cependant une partie non négligeable de la plateforme saharienne ne comporte pas, semble-t-il, de sédiments correspondant à cette première période (province du Gassi-Touil occidental, différentes structures anticlinales et nombreuses zones périphériques : Sud-tunisien et affleurements du Sahara algérien), soit qu'il n'y ait pas eu dépôt, soit qu'il y ait eu érosion précoce.

Au-dessus l'**Anhydrite moyenne** constitue au contraire une phase d'homogénéisation, s'étendant à la plus grande partie du bassin et avec des faciès assez semblables.

La **Zone calcaréo-argileuse** représente avec beaucoup de netteté une nouvelle accentuation de cette tendance à l'homogénéisation, tant dans les épaisseurs que dans les faciès ; et cela coïncide, une nouvelle fois, avec des caractères beaucoup plus marins (ou marins *ouverts*) des dépôts, attestés par la présence des carbonates et des marnes et de quelques fossiles marins.

Enfin l'épisode remarquable de l'**Anhydrite supérieure** présente une extension exceptionnelle (plus de 340 000 km²) et, en même temps, une épaisseur très faible, deux qualités qui l'ont fait considérer ici comme un horizon-repère de premier plan. Dernière manifestation *généralisée* de dépôts anhydritiques, cet épisode s'impose comme toit du Sénonien lagunaire.

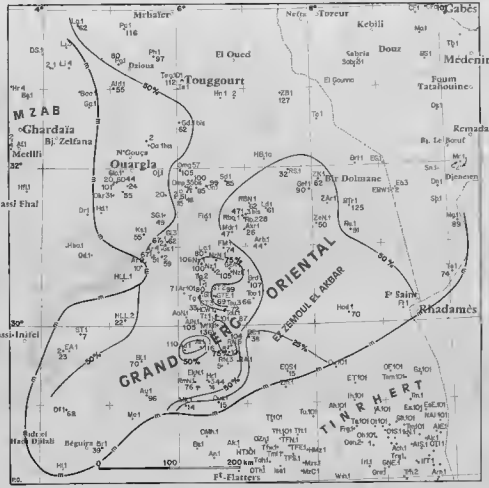


Fig. XIV.9. – Carte des carbonates de l'ensemble "zone calcaréo-argileuse + Anhydrite supérieure" : épaisseur cumulée auprès des sondages (isolithes) et courbes d'isopourcentages, équidistance 25 % (d'après *op. cit.*, fig. 141).

Source : MNHN, Paris

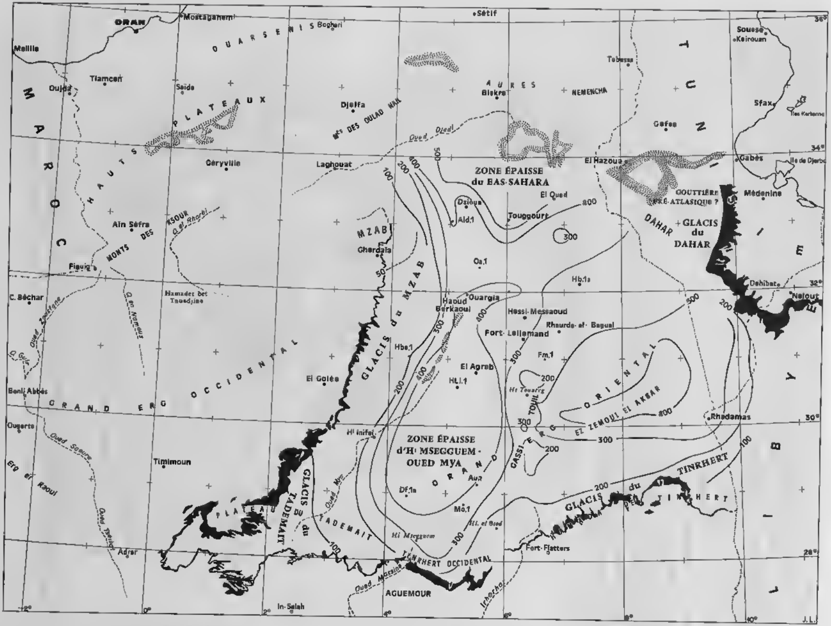


Fig. XIV.10. — Carte du Sénonien lagunaire de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques (équidistance 100 m) et indication très schématisée des zones approximatives d'affleurement.

Source : MNHN, Paris

La carte en isopaques (fig. XIV.10) du Sénonien lagunaire – dans son ensemble – regroupe et exprime globalement les tendances et les évolutions étudiées dans le détail avec chacune des unités lithologiques successives. En particulier les courbes isopaques individualisent fort bien les trois zones épaisses principales, celle du Nord située sous le Bas-Sahara ; celle d'Hassi-Msegguem-oued-Mya qui se poursuit dans les affleurements du Tinrhert occidental ; celle enfin du Zemoul-el-Akbar. En position périphérique, les zones hautes actuelles, affleurantes, coïncident remarquablement avec les glacis sénoniens où le faciès se modifie rapidement et profondément en même temps que les épaisseurs décroissent brutalement : ce sont les glacis du Mzab et du Tademaït ; ceux du Tinrhert et ceux de Dahar. Enfin, comme à l'accoutumée, la zone d'El-Biod – Gassi-Touil, véritable fontanelle du bâti saharien, a été caractérisée par des amincissements importants et par une variabilité des valeurs observées qui contrastent évidemment avec la simplicité de la répartition dans le reste du domaine. Et puis quelques structures, plus ou moins dispersées, viennent rompre également cette simplicité : soit en prolongement du Gassi-Touil (Rhourde-el-Baguel), soit en position franchement isolée (Hn. 2 – coord. T 8 –). Il est à peine besoin de signaler que cette répartition des épaisseurs présente d'étroites analogies avec celle des étages précédents ; même la zone épaisse d'Hassi-Msegguem – oued-Mya s'est trouvée au moins esquissée à certaines époques antérieures (exemple : Albien).

La répartition des faciès de l'intervalle global n'a pas moins d'intérêt. Toutefois, comme il ne s'agit que de la somme des constituants des unités successives examinées ci-dessus individuellement, je renvoie pour leur description aux développements et aux figures (*op. cit.*, fig. 142, 143, 144 et 145) que je leur ai consacrés par ailleurs.

En l'absence d'une description des affleurements sahariens et des zones voisines de Berbérie, je ne tenterai pas à propos du Sénonien lagunaire un essai de synthèse générale, comparable à ceux qui ont été entrepris pour le Cénomanien ou le Turonien. Néanmoins, il est évident qu'un tel essai pourrait donner des résultats tout aussi spectaculaires, car les données de la Berbérie et celles de la plateforme saharienne semblent s'ordonner avec autant de logique qu'au Cénomanien par exemple. Il est remarquable qu'en Berbérie comme au Sahara seule la partie orientale ait fonctionné comme aire sédimentaire au Sénonien. Les biseautages qui affectent les sédiments de cet âge semblent particulièrement importants vers le troisième méridien est, au Sahara (glacis du Mzab *s. l.*) comme dans l'Atlas saharien, et comme sur les Hauts-Plateaux. Les terres émergées de Berbérie occidentale, au Sénonien, sont l'homologue des zones très vraisemblablement émergées de l'Ougarta-Tabelbala dont le craton du Grand Erg occidental n'est qu'un glacis avancé. De même dans le bassin, la répartition des sédiments n'est pas moins logique, avec les dépôts les plus marins dans le bassin constantino-tunisien, puis les dépôts marins confinés – anhydritiques, puis salifères – du centre de la plateforme saharienne, enfin les dépôts argileux ou carbonatés des abords du continent. Ici encore l'essentiel, dans cette répartition, est à imputer à des conditions de plateforme : existence d'un bassin extraordinairement plat, recouvert sur une immense superficie d'une couche d'eau probablement très peu profonde, à caractère pelliculaire eu égard à la fois à son extension et à sa profondeur. Mais quel facteur a favorisé ici, de plus belle, le dépôt de sédiments évaporitiques, beaucoup plus importants encore qu'au Cénomanien, contrastant si fortement avec la barre turonienne ? C'est là l'éternelle question et l'hypothèse d'une explication climatique – la plus plausible semble-t-il – ne pourra être réellement adoptée que si elle reçoit confirmation d'arguments de nature différente.

LISTE DES FOSSILES (Série des sondages)

Arénacés. *Glomospira. Haplophragmoides. Ammobaculites. Textulariidae. Spiroplectammina. Valvulina picardi. Verneuilinidae.* Cunéolines. Valvulinidés. *Valvulammina picardi.* Lituolidés. Ophtalmidiidés. Miliolés. *Miliolidae. Massilina. Quinqueloculina. Anomalina* sp. Globigérinidés. *Rotalia algeriana. Siderolites. Monolepidorbis. Orbitoïdes.* Rotalidés. *Rotaliidae.* Spongiaires. Spicules d'Eponges. Coelentérés. Polypiers. Echinodermes. Fragments d'Echinides. Radioles d'Oursins. Crinoïdes. Entroques. Bryozoaires. Ostracodes. Lamellibranches. Prismes d'Inocérames. Débris d'Huîtres. Rudistes. Gastéropodes. Turritulés. *Libycoceras.* Dents de Poissons. Os de Poissons. Codiacées. Dasycladacées. Oogones de Characées.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XV

MAESTRICHTIEN – EOCENE

I. INTRODUCTION

A) HISTORIQUE.

La présence de MAESTRICHTIEN sur les affleurements, à la périphérie du domaine étudié, a été établie depuis longtemps par de nombreuses découvertes paléontologiques : Huîtres du "Dordonien" – selon Coquand – ramassées par Vatoune (1863) aux environs de Rhadamès ; exemplaires de *Linthia sudanensis* – à cette époque rapportée au Crétacé – découverts par Cortier (1909) dans le Kreb d'In-Eddi ; faune abondante (dont des *Libycocetus*) dans les récoltes de L. Pervinquière (1912) en provenance du Dahar tunisien ; Cardites, Cérithes et Oursins du "Danien" signalés par J. Bourcart en 1924 au Tademaït ; quelques espèces maestrichtiennes mentionnées par E. Basse (1951) en provenance de la région de Rhadamès et Hassi-Imoulaye ; découverte de Laffittéines dans les régions d'Hassi-Bel-Guebbour, Zougab-Sahouane et Dekrlet-Ahmoud, d'après R. Karpoff (1963) ; etc. En outre quelques données cartographiques ont été apportées par les études de J. Ph. Lefranc, qui a dessiné sur la feuille *Amguid* (1954) les contours d'un "CS 4 : Maestrichtien" ; on ignore malheureusement la précision et le support paléontologique de cette attribution et, d'autre part, la mauvaise qualité du fond topographique se répercute sur la valeur de ces contours. La mission B.R.P. Tinrhert (1957) a par ailleurs dressé un levé cartographique d'une partie du Tinrhert oriental où les terrains maestrichtiens se trouvent individualisés. Enfin j'ai publié en 1964 la feuille au 500 000e *Fort-Flatters* couvrant l'ensemble du Tinrhert oriental où trois unités successives du Maestrichtien étaient distinguées et cartographiées (cf. fig. II.1).

Quant aux terrains EOCENES, l'existence de calcaires et de gypses de cet âge est connue de longue date aux affleurements du Sahara septentrional : l'ouvrage de J. Flandrin (1948) fournit à ce sujet toutes précisions tant historiques que descriptives. Par ailleurs des Foraminifères éocènes ont été signalées dans la région très méridionale d'Hassi-Mesguem, par une brève note de J. Ph. Lefranc (1952). Plus à l'Est, j'ai signalé (1960 et 1964 – feuille *Fort-Flatters* –) la présence probable de Paléocène calcaire à *Linthia sudanensis*, en concordance avec le Maestrichtien, dans la région située au Nord de Fort-Flatters. En sondages, en dehors des travaux d'exploration pétrolière, les géologues du Service de la Colonisation et de l'Hydraulique (A. Cornet, N. Gouskov et C. Pinard, 1959) ont contribué à faire connaître l'extension des formations éocènes (calcaires yprésiens *auctorum*) dans la région de l'oued-Rhir, ainsi que leur contenu paléontologique. Enfin, il faut évoquer la présence dans la région de Brezina d'une "série détritique rougeâtre transgressive sur le Turonien" attribuée au "Sparnacien" (P. Jodot, 1952 ; P. Jodot et M. Beneito, 1953) : "l'existence dans le Sud-oranais d'une rivière peuplée d'*Ampullaria*, se jetant dans une lagune à *Potamides*, implique la proximité de la mer". Ce Sparnacien fluvio-saumâtre est surmonté d'un Lutétien terrestre.

De ces études ressortait en particulier la difficulté de séparer et de distinguer le Maestrichtien et l'Eocène : la concordance entre ces deux unités est de règle, l'analogie lithologique très poussée (calcaires blancs avec niveaux à silex). D'où les réflexions de J. Flandrin (1948), à propos de l'Eocène inférieur et moyen des régions sahariennes et telliennes : "dans la presque totalité de ces régions, l'Eocène inférieur succède en continuité de sédimentation au Crétacé supérieur" ... ou encore : "L'Eocène inférieur et le Lutétien inférieur se rattachent à la période moderne ou crétacée de l'histoire géologique de l'Algérie". Comme je l'ai rappelé également *(op. cit.)* ces analogies expliquent que jusqu'à une date récente l'ensemble des calcaires du Sud des monts du Zab étaient attribués à l'Eocène (*cf.* 500 000e géol., 1e édition), alors que les principaux dômes qui accidentent cette région sont en réalité constitués de Crétacé.

Cette analogie entre Maestrichtien et Eocène s'est évidemment retrouvée dans les coupes de sondages dont il sera principalement question ici. Sur la plupart des logs qui ont traversé une succession complète se trouve mentionné un *"Sénonien carbonaté"*, intercalé en général entre le "Sénonien lagunaire" – examiné dans le chapitre précédent – dessous, et les dépôts grossièrement détritiques du "Mio-Pliocène", dessus. Dans certains puits la découverte de faunes – ou parfois des corrélations avec une coupe fossilifère – ont permis d'identifier et de distinguer le Maestrichtien et l'Eocène au sein de ce "Sénonien carbonaté" par ailleurs très homogène. Cette liaison intime entre ces deux unités, qui est souvent indivisibilité complète, explique et justifie qu'il soit question d'Eocène dans un ouvrage consacré au Mésozoïque saharien. Je dirai enfin quelques mots des dépôts postérieurs, lagunaires et continentaux ; car l'étude de l'abondant réseau de sondages d'exploration pétrolière a amené à leur sujet des résultats stratigraphiques nouveaux.

Source MNHN, Paris

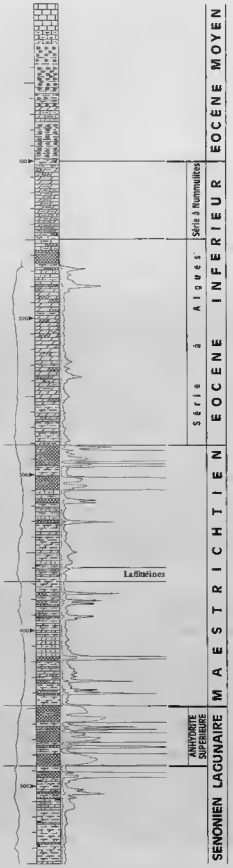


Fig. XV.1. – Coupe du sondage de Pa.1 (coord. 39) entre Djioua et Ouled-Djellal, coupe-type de la série maestrichtienne-éocène du Sahara septentional : Maestrichtien avec niveau à Laffitéines, Eocène inférieur (zone à Algues ; zone à Nummulites = calcaires yprésiens *auctorum*) ; Eocène moyen lagunaire.

Source : MNHN, Paris

B) LIMITES (fig. XV.1).

La limite inférieure – Elle coïncide évidemment avec la limite supérieure du Sénonien lagunaire : il s'agit donc du toit du banc d'"Anhydrite supérieure" dont l'extension est très importante dans le domaine étudié. Les Laffittéines maestrichtiennes, découvertes dans un certain nombre de sondages, se trouvent à une hauteur assez constante au-dessus de ce toit de l'Anhydrite supérieure : ainsi se trouve confirmée la valeur chronologique au moins relative de ce contact lithologique.

La limite Maestrichtien – Eocène. Au début de l'exploration on a situé en général le contact crétacé-éocène au mur des calcaires yprésiens, fossilifères, bien connus dans le triangle El-Oued - Touggourt-Sidi Khaled. Par la suite des Nummulites ont été découvertes – uniquement dans de rares sondages septentrionaux – dans une "zone à Algues" sous-jacente à ces calcaires yprésiens. Cette "zone à Algues" ne doit donc plus être attribuée au Crétacé, mais à l'Eocène. Un repère lithologique se localise à peu près entre le Maestrichtien et l'Eocène, tels qu'ils peuvent être situés à la lumière de ces données paléontologiques : il s'agit d'un banc anhydritique d'une extension assez considérable et qui semble conserver un synchronisme au moins approximatif (1). Là où ce banc d'anhydrite disparaît les équivalents latéraux que j'ai proposés pour différencier Maestrichtien et Eocène n'ont qu'une valeur chronologique beaucoup plus imparfaite (cf. *op. cit.*). Rappelons que l'absence de toute mention de **Danien** – dont l'existence est prouvée dans le massif de l'Aurès (2) tout voisin – et de Paléocène – connu aussi bien dans le Sud-Constantinois que dans des régions sahariennes (Tinrhert oriental, Hamada-el-Homra) – ne signifie pas qu'il y ait lacune de ces unités ; mais traduit l'impossibilité de les définir en l'absence d'arguments paléontologiques, entre les dernières Laffittéines et les premières faunes typiquement yprésiennes.

II. MAESTRICHTIEN

Telles qu'ont été précisées ses limites inférieure et supérieure, le Maestrichtien est défini dans un domaine s'étendant sur un peu plus de 500 km du Nord au Sud et sur une distance variable de l'Est à l'Ouest. En effet alors que dans la Province septentrionale le Maestrichtien est définissable – avec les critères adoptés pour ces coupes de sondages – depuis Lg. 1 jusqu'aux confins tunisiens ; alors que dans le Sud, il est définissable depuis Hassi-Inifel jusqu'aux environs de Rhadamès (Had. 1) ; dans la partie centrale, au contraire, à la latitude d'Ouargla, s'observe un amincissement considérable du domaine de définition de cet étage, se réduisant à un peu plus de 100 km. D'autre part il est important de souligner que même au sein de ce vaste domaine de définition, il existe des zones où la disparition du banc d'anhydrite-repère interdit de différencier Maestrichtien-Eocène. Or ces zones, liées le plus souvent à l'existence – sinon au jeu – de certaines structures, doivent coïncider avec les régions où les épaisseurs – sinon les faciès – ont le plus de chance de prendre des valeurs singulières (cf. la valeur très faible d'Hn. 2, *op. cit.* pl. 50). C'est dire que les isopaques de la carte ci-jointe (fig. XV. 2) présentent très vraisemblablement une image schématisée et simplifiée de la réalité.

A) EPAISSEURS.

Les valeurs d'épaisseurs les plus fortes, supérieures à 150 m, se groupent à la périphérie du Bas-Sahara *s. s.* (région de Touggourt à PA. 1). Puis l'amincissement est rapide vers le Sud : l'isopaque 100, de direction sensiblement parallèle, passe à peu près à la longitude de Gueddich (Gd. 1 bis), à mi-chemin entre Touggourt et Ouargla. Puis la décroissance se poursuit, mais de façon extrêmement lente, avec l'isopaque 75, 150 km plus au Sud et l'isopaque 50, 200 km encore plus au Sud. Les parties septentrionale et orientale du Grand Erg oriental sont marquées par d'importantes réductions d'épaisseurs qu'il convient de rapprocher du jeu de résistance à la subsidence du Dahar tunisien tout voisin. Si, en général, le jeu individuel de certaines structures ne peut être mis en évidence qu'exceptionnellement (ex : Hn. 2), par contre le Gassi-Touil, zone mobile du Sahara algérien, permet d'observer, comme à l'accoutumée, les variations les plus rapides et les plus prononcées de tout le domaine étudié.

(1) Alors que les arguments paléontologiques auxquels il a été fait allusion proviennent du Nord du Sahara septentrional, des données de microfaciès tirées du puits de Qd. 1 (coord. R 6) – dans la vallée de l'Oued-Mya, à plus de 100 km au Sud d'Ouargla – poussent à localiser la limite Maestrichtien-Eocène à une quinzaine de mètres seulement du banc d'anhydrite repère, limite conventionnellement étendue à tout le domaine étudié : ce qui constitue une excellente confirmation de la valeur chronologique de ce repère.

(2) Contrairement à une interprétation donnée par H. Radier (1959, p. 389) du travail de R. Laffitte sur l'Aurès (1939), ce dernier auteur ne cite pas *Libycoceras ismaeli* Zittel dans des couches à rapporter au Danien, mais seulement dans des couches d'âge maestrichtien.

Source MNHN, Paris

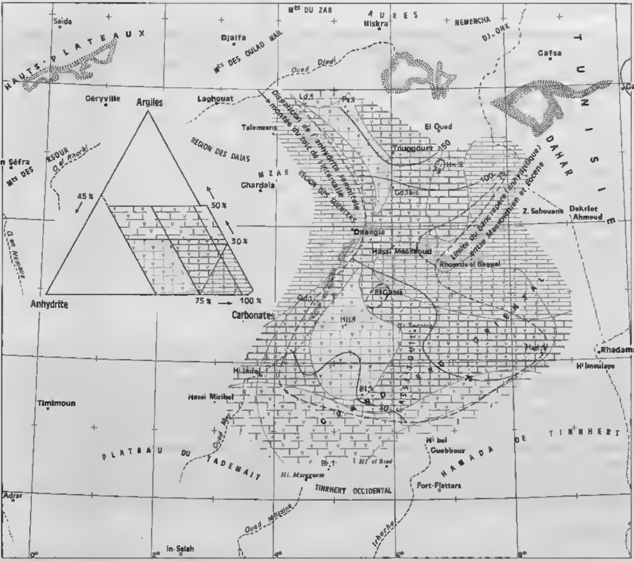


Fig. XV.2. — Carte du Maestrichtien de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques (équidistance 25 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le triangle.

B) FACIES.

L'évolution des faciès est également résumée et schématisée sur la carte ci-jointe (fig. XV.2). L'essentiel est fait de carbonates, calcaires, calcaires dolomitiques, craies, dolomies, fréquemment coquilliers, mais peu riches néanmoins en microfaciès significatifs par leurs microfaunes, à l'exception du niveau à Laffittéines. Les carbonates tendent même à devenir l'unique constituant dans les zones principales d'amincissement : région des Guentras et des Daïas (qui équivalent plus ou moins au glacis du Mzab des époques précédentes), Sud-tunisien et ses abords du Nord-Est du Grand Erg oriental. Dans ce cas d'ailleurs les carbonates semblent préférentiellement représentés par de la dolomie. Les intercalations argileuses et marneuses existent pratiquement partout ailleurs ; mais elles ne prennent une certaine importance que dans l'extrême-Nord (Lg. 1), dans l'extrême-Sud (région de Beguira — Br. 1 —, Miribel) et au Sud-Est (Tinrhert), où elles se combinent avec des grès : ce sont les seules régions où les faciès argileux et éventuellement gréseux atteignent ou dépassent 30 % du total. L'anhydrite est représentée dans la région de Lg. 1, de Touggourt et d'El-Oued : plus abondante dans l'Ouest — à proximité de la région de Talemzane où pourtant elle disparaît brutalement — que

Source : MNHN, Paris

dans l'Est, illustrant une nouvelle fois cette concentration préférentielle des sels évaporitiques en position distale par rapport à la mer ouverte. Vers le Sud la zone anhydritique s'amincit, en particulier à la latitude d'Hassi-Messaoud, où elle dépasse à peine la largeur du champ. Puis cette même zone s'élargit considérablement, s'étalant sur plus de 5 degrés de latitude, d'Hassi-Inifel aux confins tunisiens. Dans tout ce secteur méridional, l'anhydrite peut représenter sur les coupes un quart du total, en particulier dans la région d'Hassi-Leila (HL. 1) – Baguel (Bl. 1). D'un autre côté, en plein milieu de cette zone, certaines structures privilégiées ont exclu le dépôt d'anhydrite, vraisemblablement du fait de leur comportement résistant à l'égard de la subsidence (El-Gassi, Rhourde-el-Baguel, nombreuses structures du Gassi-Touil, etc.). Les sédiments clastiques sont rares dans la plus grande partie du domaine : le plus souvent ils ne sont représentés que par les "quartz microdétritiques" liés au niveau à Laffittéines. Mais dans le Gassi-Touil, surtout dans sa partie méridionale, apparaissent successivement des pélites puis des grès qui annoncent les plateaux gréseux du Tinrhert, peu épais, mais couvrant des surfaces considérables (G. Busson, 1964), en alternance avec des couches calcaires, dolomitiques et argileuses, ayant livré des Laffittéines, des *Libycoceras*, etc.

C) CONCLUSIONS.

Au-dessus du Sénonien lagunaire, le Maestrichtien saharien apparaît donc comme une époque de gain très net des influences marines. C'est la mer à Laffittéines, qui s'est étendue des Monts du Zab à la Hamada de Tinrhert et de la région de Messaoud aux confins tunisiens : il est frappant que la limite occidentale des Laffittéines soit encore une fois : 1) alignée *grosso modo* avec la même limite dans l'Atlas saharien ; 2) orientée Nord-Nord-Ouest – Sud-Sud-Est, depuis l'Atlas saharien jusqu'au Tinrhert. L'analogie avec la répartition des carbonates vraconiens, par exemple, va jusque dans le détail. Précisons que la mer à Laffittéines a dû dépasser l'extension des Laffittéines, ceci d'autant plus que cette extension semble parfois *résiduelle* : limite des zones où la dolomitisation a fait disparaître les restes organisés. Jusqu'à la latitude d'El-Gassi, à côté de débris de Mollusques, d'Echinodermes, de Bryozoaires parfois et d'Ostracodes, des Foraminifères sont signalés, pélagiques aussi bien que benthiques : en plus des Laffittéines déjà citées, des Globigérines, Gumbélines, Rotalidés, *Omphalocyclus*, Miliolidés, Ophtalmidiidés. *A certaines phases au moins* – car il est très difficile de savoir l'importance *quantitative* des bancs recélant ces faunes –, le milieu, quoique très néritique, s'est donc trouvé largement ouvert aux influences marines. Vers le Sud, dès le Gassi-Touil, ne sont plus signalés que des débris d'Echinodermes, des dents de Poissons, des graines de Chara. Et les traces de vie marine semblent s'amenuiser en direction du Tademaït ou du Tinrhert occidental. Il est à noter que, même dans les zones septentrionales, l'importance de l'anhydrite, soit en bancs massifs, soit interstitielle, vient témoigner de récurrences non négligeables de conditions de confinement (1).

Enfin, la transgression *marine* du Maestrichtien s'est-elle accompagnée d'une transgression tout court, c'est-à-dire d'un *étalement du domaine sédimentaire ?* L'observation est classique d'une transgression maestrichtienne importante, ayant même pu dépasser l'étalement du Cénomano-Turonien ;non seulement dans de nombreuses régions du monde, mais même dans certaines provinces sahariennes (Sud-Est de la hamada-el-Homra, bordure occidentale et méridionale de l'Adrar-des-Iforas). Toutefois dans le seul domaine étudié, aucun lambeau maestrichtien n'a été retrouvé en position franchement discordante sur des couches plus anciennes : il semble raisonnable de penser que les dépôts maestrichtiens sont restés inscrits dans la transgression cénomano-turonienne et n'en ont point, sur les marges, dépassé les limites d'extension.

(1) Sans envisager dans ce chapitre un paragraphe de "comparaisons avec les régions voisines" – pour les raisons exposées ci-dessus – on peut néanmoins rapprocher les conclusions qui viennent d'être énoncées de certaines données étrangères. Et il est tout à fait frappant que, dans une grande partie de l'Afrique du Nord – pour s'en tenir aux régions immédiatement voisines –, le Maestrichtien apparaisse comme une *époque de recrudescence des faciès calcaires* et parfois des influences marines. C'est ainsi qu'au Sahara tunisien l'on peut constater, de Bir-Aouine (une quarantaine de kilomètres au Nord-Est de Dekhret-Ahmoud) à Chaab-er-Rtem (16 km au Sud-Est de Djenelen) qu'au-dessus du Sénonien inférieur argilo-lagunaire et d'un Campanien marneux – assez riche en faunes marines – et dolomitique, le Maestrichtien est formé avant tout de couches calcaires, parfois très riches en faunes marines. Les coupes du Djebel-Onk ont mis en évidence un Maestrichtien "essentiellement composé de calcaires" (M. Alonso et C. Chanut, 1967) au-dessus d'un Campanien et d'un Sénonien inférieur fréquemment marneux. Il en est de même dans d'autres où les calcaires – massifs à Lithothamniées ou crayeux à Orbitoïdes – surmontent un Campanien marneux. D'ailleurs dans l'ensemble de l'Est constantinois, "le Maestrichtien marque le maximum de la transgression crétacée" (G. Blant et D. Reyre, 1952). Et, plus à l'Est, la succession est pratiquement identique, dans les parties centrale et orientale des Monts des Ouled-Naïl (P. Termolières, 1968 ; J. Emberger, 1960). Je n'insiste pas, mais les régions qui pourraient être citées aussi bien en Algérie qu'au Maroc et en Tunisie (Abiod) sont légion, tant le phénomène est généralisé. Peut-être faut-il souligner le parallélisme des phénomènes ayant accompagné la succession Cénomanien inférieur/Cénomanien supérieur-Turonien d'une part, Sénonien/Maestrichtien d'autre part. Dans les deux cas en effet ces phénomènes, schématisés à l'extrême, se ramènent : 1) en Berbérie à la substitution de calcaires à des marnes ; 2) conjointement, sur le domaine saharien, à la substitution de calcaires à des argiles, anhydrite et carbonates (calcaires et dolomies). Les hypothèses suggérées par ces successions parallèles – en Berbérie et au Sahara – qui ont été émises à propos du Cénomanien et du Turonien (1960, p. 148) peuvent être reprises ici. Les conclusions quant aux processus sédimentaires et au contrôle de la sédimentation n'en prendront que plus de poids.

Source : MNHN, Paris

III. EOCENE CARBONATE (Eocène inférieur *p. p. max.*)

A) LIMITES ET AIRE DE DEFINITION.

La limite inférieure correspond évidemment au toit du Maestrichtien : en général – sauf le cas particulier où existent à la fois des faunes maestrichtiennes et des faunes éocènes – c'est l'existence du banc d'anhydrite-repère qui permet d'individualiser et de décrire l'Eocène carbonaté. L'aire de définition est, en gros, identique à celle du Maestrichtien. La limite supérieure a été localisée à l'apparition d'une sédimentation gypseuse ou anhydritique massive (Lutétien *auctorum*) dans le centre du Nord ; à l'apparition d'une sédimentation grossièrement détritique ailleurs, faciès détritique dont la partie inférieure semble n'être qu'un équivalent latéral des gypses lutétiens, en dépit de l'attribution classique au Mio-Pliocène.

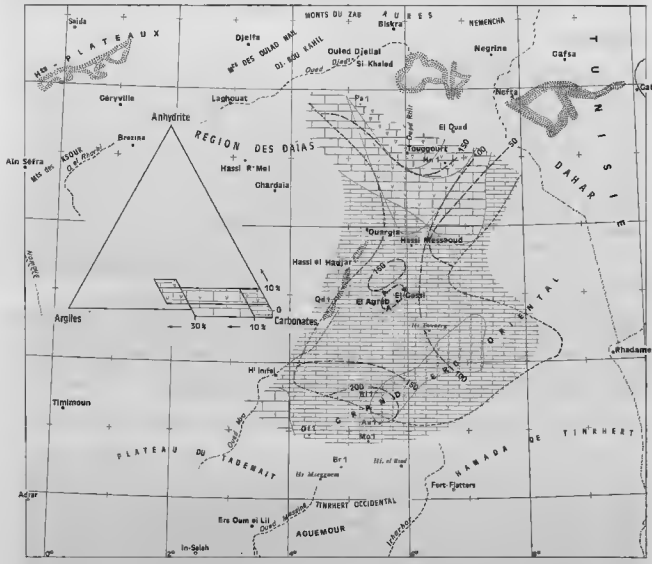


Fig. XV.3. – Carte de l'Eocène inférieur de la plateforme saharienne (bassin algéro-tunisien) avec isopaques (équidistance 50 m) et représentation schématisée et simplifiée des faciès, la légende des figurés étant constituée par le triangle.

Source : MNHN, Paris

B) DESCRIPTIONS REGIONALES (fig. XV.3).

1) PROVINCE SEPTENTRIONALE (fig. XV.4).

Dans un secteur correspondant au triangle Nefta – Ouargla – Sidi-Khaled, l'"Eocène carbonaté" est représenté par 120 à 180 m de couches surtout calcaires, localement très fossilifères, où l'on peut tenter de distinguer deux séries superposées.

a) La "SERIE A ALGUES" a été d'abord attribuée au Crétacé ; ce n'est en effet que tardivement et exceptionnellement qu'elle a livré Nummulites et Operculines. Ses variations d'épaisseur (*op. cit.*, fig. 148) sont faibles et régulières : d'un peu plus de 100 m dans le Nord (Pa. 1) jusqu'à 80 m au Nord du champ d'Hassi-Messaoud. Calcaires et dolomies – avec passées à silex – prédominent nettement dans cet intervalle. Il s'y ajoute des intercalations marneuses et de l'anhydrite. Ce dernier constituant – dont un banc fournit une limite commode entre série à Algues et série à Nummulites sus-jacente – s'amenuise remarquablement du Nord au Sud et également vers l'Ouest. Les restes organisés qui attestent sans ambiguïté le milieu de dépôt marin de ces couches, sont relativement abondants dans le Nord au moins, jusqu'à la latitude de Touggourt – Hn. 1 : Lamellibranches dont des Rudistes et des Pecten, Gastropodes, Echinodermes, Crinoïdes, Brachiopodes, Polypiers, Bryozoaires, Ostracodes (dont *Trachyleberis*), Dasycladacées et localement nombreux Foraminifères (Nummulites et Operculines ; grosses Globigérines, Globorotalidés, Rotalidés – dont *Rotalia cayeuxi* – Miliolidés, *Nonion*).

b) La "SERIE A NUMMULITES" : dernière série carbonatée du bassin saharien, elle a fourni en particulier dans l'Oued-Rhir la "faune yprésienne" bien connue des forages hydrauliques du Bas-Sahara : *Nummulites guettardi, N. irregularis, N.* cf. *elegans, N. globulus, N. planulatus, Operculina couizaensis*, Echinodermes (dont d'abondants *Echinocyanus*), grandes Huîtres, Bryozoaires, Ostracodes. Cette faune se raréfie vers le Sud, dès le parallèle de Touggourt ; elle disparaît avant celui d'Ouargla. L'épaisseur de cette série à

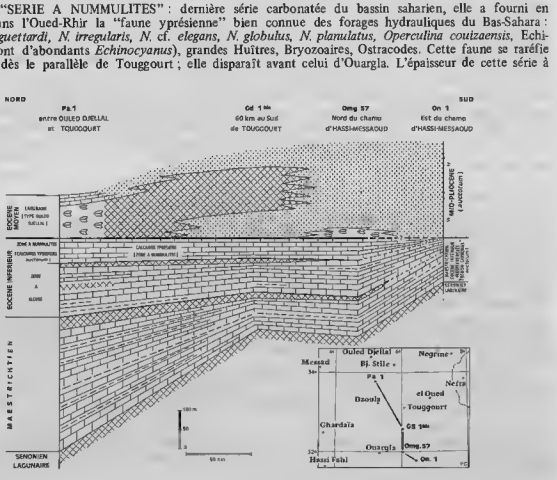


Fig. XV.4. – **Evolution du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur au Sahara septentrional. Passage de faciès entre la série lagunaire (type Eocène moyen des Ouled-Djellal) et le "Mio-Pliocène" détritique : une partie du "Mio-Pliocène" correspond donc en réalité à du Nummulitique (Lutétien, Eocène supérieur ? et, peut-être, Oligocène) sous faciès continental. Pour les coupes de détail, ayant permis de réaliser ce schéma, voir *op. cit.* fig. 150.**

Source : MNHN, Paris

Nummulites (calcaires yprésiens *auctorum*) est assez constante dans le domaine étudié – une cinquantaine de mètres – ; elle s'accroît en direction de la Berbérie (*op. cit.*, fig. 149). Lithologiquement, il s'agit principalement de dolomies et de calcaires, à silex souvent abondants et assez rares passées de marnes.

c) CONCLUSIONS. L'Eocène de la Province septentrionale comprend un Yprésien daté sous lequel il n'est pas exclu que du Paléocène soit représenté. Il est constitué surtout de calcaires dans lesquels une faune relativement riche atteste la présence d'un milieu marin, franc, ouvert, néritique, vraisemblablement chaud. Quelques bancs d'anhydrite, rappelant ceux qui sont si communs dans le Sénonien, ne persistent que dans la moitié inférieure puis disparaissent. Par conséquent, rien n'annonce dans ces couches les dépôts détritiques ("Mio-Pliocène") ou localement sulfatés (Lutétien) qui vont succéder sans transition à ces calcaires éocènes.

Vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la région des Daïas, la faune et les repères qui ont été identifiés dans le Centre-Nord (voir ci-dessus) tendent à disparaître. Dans cette direction de l'Ouest, en effet, les séries, rapprochées quelquefois dubitativement de l'Eocène, sont de plus en plus minces et les carbonates marquent parfois une régression au profit des argiles. Cet amincissement est certainement originel et dû à une moindre subsidence ; à ce phénomène peut s'ajouter : 1) un passage de faciès de la partie supérieure à des séries détritiques, toujours attribuées au "Mio-Pliocène" sur les logs ; 2) un certain rabotage imputable à l'érosion ayant pu prendre place entre le dépôt de certaines de ces séries détritiques. Les sondages manquent au Nord et au Nord-Ouest de la région des Daïas, pour connaître le développement éventuel d'une gouttière pré-atlasique, entre d'une part le craton du Grand Erg occidental et Hassi-R'mel au Sud, et d'autre part l'Atlas, déjà ascendant, au Nord. Mais la présence – rappelée ci-dessus – d'un témoin d'Eocène inférieur "fluvio-saumâtre" dans la région de Brezina, rend probable l'existence de cette gouttière pré-atlasique (1) ; et en même temps elle confirme le passage de faciès à des couches beaucoup moins carbonatées, peu détritiques et à tendance continentale dans cette direction occidentale. Cette même gouttière se prolongerait par des couches continentales de l'Eocène inférieur bien représentées à l'Ouest de Colomb-Bechar, au Nord de Kenadsa et qui se poursuivent sur le territoire marocain, au Sud du Haut-Atlas.

A l'Est, sur les confins tunisiens, où Maestrichtien et Eocène deviennent indivisibles, les épaisseurs se réduisent également considérablement, vers la zone résistante du Dahar. Cette dernière région n'a peut-être pas vu de sédimentation de l'Eocène inférieur. De ce fait elle prolongerait l'île de Kasserine, séparant deux zones toutes deux baignées par la mer à Nummulites de l'Eocène inférieur : à l'Ouest celle du Bas-Sahara, à l'Est celle qui s'étend – de façon continue vraisemblablement – depuis la région de Sfax (forage de Sidi-Mohamed-el-Itayen – renseignement oral de M. P. F. Burollet –) jusqu'au forage de Zouara, dans le golfe de Gabès au large des confins tuniso-libyens.

2) PROVINCE CENTRALE.

Elle est limitée vers l'Est et vers l'Ouest par l'extension même du repère à anhydrite, qui définit conventionnellement le mur de l'Eocène. Du Nord au Sud, la Province centrale s'étend de la latitude d'Ouargla jusqu'à une ligne joignant Hassi-Inifel à l'extrême-Sud du Gassi-Touil.

Dans ce domaine, les épaisseurs tendent d'abord à diminuer, dans la région d'Hassi-Messaoud par exemple, par rapport à ce qu'elles sont dans la Province septentrionale. Mais plus au Sud, vers El-Gassi-El-Agreb, des valeurs un peu plus fortes réapparaissent, relativement constantes. Enfin les valeurs les plus fortes, comparables à celles de la Province septentrionale, s'observent dans l'extrême-Sud, un peu paradoxalement par rapport à l'évolution habituelle des séries mésozoïques. Ici encore il s'agit d'une évolution très schématisée : certains puits de l'Orient d'Hassi-Messaoud ou du Gassi-Touil montrent des valeurs exceptionnellement faibles et la variété serait très grande si l'on connaissait l'épaisseur de l'Eocène dans les puits des régions où ce système n'est pas séparable du Maestrichtien.

L'évolution de la nature lithologique globale ne peut qu'être schématisée. Plus encore que dans la Province septentrionale les *carbonates* ont une importance considérable : calcaires souvent dolomitiques, souvent crayeux, dolomies fines ou vasculaires, etc. Les *constituants argileux* régressent dès la latitude d'Ouargla, deviennent pratiquement insignifiants, avant de reprendre une certaine importance tout à fait dans le Sud (région de Baguel – Bl. 1 –, d'Abbou – Au. 1 –), parfois accompagnés de quelques passées sableuses. L'*anhydrite* est beaucoup moins abondante encore que dans le Nord ; elle tend même à disparaître totalement. Il devient impossible ici d'identifier et de suivre le devenir des "Série à Algues" et "Série à Nummulites", définies dans le Nord.

(1) Par contre je considère – profitant des connaissances actuelles – que le détroit transsaharien tel que l'a imaginé P. Jodot (1953, p. 88, 114) pour relier directement ces faunes de Brezina à celles de Bidon V (Tanezrouft) relève de l'affabulation : du moins avec le tracé précis que propose cet auteur, tracé qui amène ce détroit à se superposer exactement au craton du Grand Erg occidental.

Source MNHN, Paris

La faune signalée est encore abondante : débris d'Echinodermes, Bryozoaires, Polypiers, Ostracodes, Gastropodes, Lamellibranches, nombreux Foraminifères (Rotalidés, Milioles, etc.), dents de Poissons, auxquels s'ajoutent d'assez nombreuses Algues dasycladacées *(Neomeris, Cylindroporella, Teutloporella)*. Mais les Operculines et les Nummulites du Nord semblent avoir disparu ; sans que les Nummulites cordelées du Sud *(Operculinoïdes)* soient déjà signalées. En l'absence de renseignements plus complets sur le contenu faunistique, il semble que ce soit là une caractéristique de cette région.

3) LE SUD : REGION DE BEGUIRA (Br. 1) – DAIET-EL-FRASS (Df. 1) – MOKRANE (Mo. 1) – HASSI-MSEGGUEM.

Il est intéressant d'y faire allusion, quoique la limite Maestrichtien-Eocène ne reçoive plus la même définition lithologique et que, de ce fait, les données – d'épaisseur en particulier – ne sont pas comparables directement à celles des autres provinces : en effet dans cette région réapparaissent de grands Foraminifères yprésiens (1) identifiés dans le Tinrhert occidental comme *Nummulites (Operculinoïdes) bermudezi* (Palmer) et *N. (O.) caterula* (Cushman et Jarv.) (*op. cit.* p. 772).

Lithologiquement l'intervalle rapporté ici à l'Eocène est très carbonaté : calcaires, calcaires dolomitiques ou dolomies avec rares et minces intercalations d'argiles et passées sableuses et gréseuses. Débris de Bryozoaires et Lamellibranches accompagnent les Foraminifères.

4) SUR LES AFFLEUREMENTS D'EOCENE DISCORDANT D'ERS-OUM-EL-LIL – AGUEMMOUR.

Sans envisager de description des affleurements éocènes – ceux du Tinrhert devant être décrits dans un mémoire consacré à cette région – il me faut apporter une précision au sujet de couches éocènes marines qui reposeraient en position discordante, sur du Crétacé inférieur en particulier, en contrebas et au Sud de la cuesta principale du Tadémaït (voir carte de la C.R.E.P.S. 1960 et renseignements bibliographiques plus complets *in op. cit.*). L'existence de ces affleurements dans une telle position amenait à placer l'individualisation des cuestas sahariennes (Tadémaït et Tinrhert) entre la fin du Crétacé et l'Eocène inférieur. A la suite de l'étude de terrain rapide que j'ai menée dans ces régions en 1965, j'ai acquis la conviction que ces affleurements d'Eocène marin discordants n'existent pas. Seuls existent aux emplacements indiqués des atterrissements largement postérieurs à l'Eocène inférieur.

C) CONCLUSIONS.

La carte ci-jointe suffit pour montrer combien le domaine sédimentaire s'est restreint à l'Eocène inférieur par rapport à ce qu'il a été dans les temps mésozoïques : absence d'Eocène à l'Est sur le Dahar tunisien, absence à l'Ouest sur le glacis du Mzab (2) marquent cette diminution. Vers l'Ouest il apparaît encore ici que le biseautage a lieu, très approximativement, à la même longitude dans notre domaine saharien et dans l'Atlas voisin. Cette homologie apparaît décidément comme un caractère d'une remarquable pérennité. Rappelons néanmoins que les limites actuelles sont le plus souvent de simples limites d'érosion et l'on ignore les modalités précises du biseautage de l'Eocène dans les différentes directions. Dans la région d'Hassi-El-Hadjar, il n'est pas exclu que la *partie supérieure* de ces calcaires s'enrichisse en argiles puis s'efflioche au sein des formations détritiques globalement et classiquement attribuées au "Mio-Pliocène".

Dans le domaine ainsi restreint, les valeurs d'épaisseur sont relativement variées, traduisant une différenciation des zones géographiques plus importante qu'elle n'était auparavant. Malgré cette variété, deux zones plus épaisses s'individualisent nettement : l'une au Nord, à la périphérie du Bas-Sahara, classique déjà dans les temps mésozoïques ; l'autre, tout à fait au Sud, dans la région de Beguira – Br. 1 –, apparaît au contraire un peu paradoxale. Enfin, concernant ces données d'épaisseurs, rappelons que l'absence de niveaux-repères dans cette série éocène empêche de faire la part dans les variations observées de ce qui est originel et de ce qui peut être imputé à une discordance érosive, ayant précédé le Mio-Pliocène sus-jacent.

(1) Ces Foraminifères ont été déterminés en 1965 par Mme Y. Le Calvez *(in litteris)* qui, du point de vue stratigraphique, émettait l'opinion suivante : "Il semble qu'on puisse rapporter ces formations à de l'Eocène inférieur, probablement de l'Yprésien". C'est évidemment le point de vue que j'adoptais en 1967 en rédigeant mon Essai de synthèse sur les données des sondages... (paru en 1970). Cette attribution pouvait toutefois paraître erronée à la lecture de l'ouvrage de C. Monciardini (1966, p. 9 et 12), puisque cet auteur observe que les Nummulites cordelées (*O. bermudezi* Palmer) "se cantonnent toujours en deçà de la limite d'étage" (Paléocène). Néanmoins j'ai conservé ici l'attribution à l'Yprésien, car dans un travail postérieur dû à J. Butterlin et O. Monod (1969, p. 595-597) les espèces *bermudezi* et *catenula*, regroupées en une espèce *Ranikotalia bermudezi* (Palmer) sont attribuées principalement à l'Eocène inférieur. Je tiens à souligner néanmoins que l'Yprésien à Nummulites cordelées d'Hassi-Mseggueм risque d'être en partie au moins du Paléocène.

(2) Ou du moins extrême amincissement si, suivant une hypothèse que j'ai émise sur la carte géologique du bassin mésozoïque algéro-tunisien (*op. cit.*, pl. 2 et pl. ci-jointe), les affleurements "sénoniens" du Mzab et d'Hassi-el-Hadjar comportent à leur partie supérieure de l'Eocène inférieur à Dasycladacées.

Source MNHN, Paris

La faune, parfois abondante, atteste le caractère marin, néritique de ces niveaux : débris de Bryozoaires, de Polypiers, d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Gastropodes, Foraminifères (dont des espèces planctoniques jusque dans le Gassi-Touil) auxquels s'ajoutent des Dasycladacées. Par ailleurs deux provinces, largement séparées l'une de l'autre, s'individualisent : la plus septentrionale au Nord de la latitude d'Ouargla, caractérisée par des Nummulites et des Operculines ; la plus méridionale, au contraire, qui s'étend vers le Sud jusqu'à la limite d'érosion, ne comporterait que des *Operculinoïdes* (Nummulites cordelées). Les unes et les autres datent l'Yprésien.

Le faciès calcaire, très largement prédominant, confère une grande homogénéité à ces dépôts de l'Eocène inférieur : non seulement dans le domaine saharien, mais sur tout le Nord-Ouest africain. L'absence du sel et l'extrême rareté du gypse et de l'anhydrite sont remarquables dans ces témoins de la dernière mer saharienne. La plus grande et la plus authentique régression marine n'a pas vu le dépôt du faciès régressif le plus classique : les évaporites ... (1). De même les sédiments sableux ou gréseux sont d'une extrême rareté dans ces calcaires éocènes, pourtant immédiatement surmontés d'une formation détritique extrêmement importante par son extension et par son épaisseur ("Mio-Pliocène" *auctorum*) : le passage – latéral ou vertical – de ces calcaires éocènes aux couches argilo-gréseuses semble donc s'être toujours opéré brutalement.

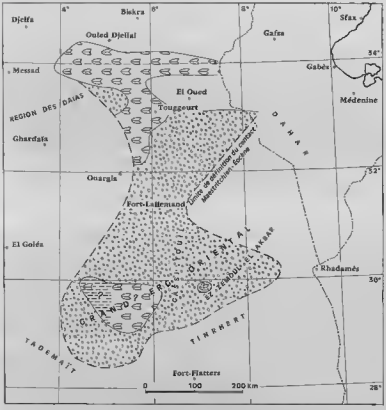


Fig. XV.5. – Nature lithologique de la série immédiatement superposée aux calcaires de l'Eocène inférieur – pouvant comprendre, dans le Nord en particulier, du Lutétien inférieur – : gypses ou anhydrite, classiquement attribués à l'Eocène moyen (Lutétien supérieur) ; détritiques, classiquement attribués au "Mio-Pliocène", en réalité en partie d'âge nummulitique. On notera l'extension relativement faible des faciès évaporitiques, liés à la plus belle régression marine qu'ait connue le domaine étudié tout au cours de ce cycle mésozoïque-éocène.

IV. APRES L'EOCENE INFERIEUR : LES DEPOTS LAGUNO-CONTINENTAUX (fig. XV.5)

Deux types de formations étaient connus, dans les régions sahariennes étudiées, postérieurement à l'Eocène inférieur carbonaté :

1) des gypses lutétiens, signalés des Oulad-Djellal à Negrine. Cette formation présente la particularité – extraordinaire à la lumière de l'histoire antérieure – de pouvoir être plus épaisse au Sahara, ou sur les confins sahariens, qu'en Berbérie (R. Laffitte, 1939, pl. XXIV ; J. Flandrin, 1948, pl. 2) ;

(1) Celles-ci existent bien dans les terrains sus-jacents de l'Eocène moyen, mais cantonnées à un domaine très restreint.

Source : MNHN, Paris

2) une formation argilo-gréseuse, rouge, de très vaste extension et attribuée – sans argument paléontologique précis – au Mio-Pliocène.

Or cette synthèse des données de sondages a permis de relever, entre Touggourt et Ouargla, un passage latéral entre les gypses lutétiens et la partie inférieure des dépôts clastiques du "Mio-Pliocène" ; ce qui en établit l'équivalence stratigraphique. Ce passage constitue la réplique méridionale de celui décrit dans l'Atlas saharien entre Khenchela et le djebel Bou-Kahil. Par ailleurs, ce résultat et cette attribution cadrent parfaitement avec le fait que les premiers dépôts conglomératiques du Nord de la Hamada de Tinrhert, dans la région d'El-Biod, ont pu être datés (G. Busson et L. Grambast, 1965) du Nummulitique (Oligocène ou Eocène supérieur).

En dehors de ce passage de faciès, les sondages ont permis de délimiter l'extension des gypses lutétiens au Sud des affleurements du Sahara septentrional et des Nememchas. En fait ces gypses ne se prolongent qu'assez peu vers le Sud : ils semblent à peine représentés dès la latitude de Touggourt-Dzioua ; ils réapparaissent entre Touggourt et Ouargla (*op. cit.*, fig. 151) et – beaucoup plus dubitativement – dans certaines parties méridionales (région de Baguel, d'Abbou, etc.). Malgré le passage de faciès à une partie des formations argilo-gréseuses, on peut donc penser que l'extension du Lutétien a été nettement plus faible que celle des unités antérieures, par exemple l'Eocène inférieur. Bref ce Lutétien gypseux qui correspond, je le rappelle, à un accroissement de la subsidence – puisque les épaisseurs sahariennes arrivent à être supérieures à ce que sont les épaisseurs atlasiques – s'est accompagné d'un nouveau rétrécissement du domaine sédimentaire. Un tel phénomène est classique ; dans le cas présent, il ne fait que préfigurer la subsidence importante qui va se développer aux époques postérieures dans le périmètre encore plus restreint de la fosse sud-aurasienne.

LISTE DES FOSSILES
(uniquement des séries de sondages)

A) MAESTRICHTIEN.

Foraminifères. Miliolés. *Miliolidae.* Globigérines. *Globigerina cretacea. Globigerina.* Gumbélines. *Rotaliidae. Rotalia cayeuxi. Rotalia algeriana. Laffitteina. Camerinidae (Operculinella). Orbitoides media. Omphalocyclus.* Echinodermes. Radioles d'Oursins. Bryozoaires. Ostracodes. *Brachycythere. Cytherels* aff. *koninckiana. Cytherella. Bayerdia.* Mollusques. Lamellibranches. Gastropodes. *Libycoceras.* Dents de Poissons. Algues siphonées. Graines de Characées.

B) EOCENE.

Foraminifères. Grands Foraminifères. Arénacés. Valvulinidés. Lituolidés. Ophtalmidiidés. Miliolés. Miliolidés. *Lagenidae.* Bolivines. *Nonion.* Hétérohélicidés. Anomalinidés. Anomalines. Globigérines. Globorotaliidés. Rotaliidés. *Rotaliidae. Rotalia cayeuxi.* Nummulites. *Nummulites guettardi. N. irregularis. N. elegans. N. globulus. N. planulatus.* Nummulites cordelées. *N. (Operculinoides) bermudezi. N. (O) catenula.* Operculines. *Operculina couizaensis.* Polypiers. Echinodermes. Radioles d'Oursins. *Linthia sudanensis. Echinocyanus.* Crinoïdes. Bryozoaires. Brachiopodes. Ostracodes. *Trachyleberis.* Lamellibranches. Pecten. Huîtres. Rudistes. Gastropodes. Gastropodes ornés. Oentales. Débris de Poissons. Oents de Poissons. Algues. Oasycladacées. *Neomeris. Teutloporella.* Aciculaires. *Cylindroporella.*

C) MAESTRICHTIEN ET EOCENE INOIFFERENCIES.

Haplophragmidium. Textulariidés. *Valvulammina picardi. Valvulammina paralleloïdes.* Ophtalmidiidés. *Globotruncana. Globotruncana fornicata.* Gumbélines. *Rotalia algeriana.* Débris d'Encrines. Oébris d'Annélides. Ostracodes lisses. Ostracodes ornés. *Halimeda.* Onsycladacées. Algues siphonées.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XVI

EVOLUTION STRUCTURALE DU DOMAINE MESOZOIQUE SAHARIEN

. . . En admettant comme caractère principal d'un mouvement tectonique l'importance des matériaux terrestres transportés (transport à la surface et transport à l'intérieur de l'écorce terrestre (cf. Wegmann, 1935, pp. 9-10), on arrive à une classification différente : *les périodes de remplissage des grands bassins deviennent dans ce cas les espaces de temps orogéniques par excellence*, tandis que la classification des phases les considère comme des "périodes de repos" entre les phases orogéniques. *Le remplissage des bassins de subsidence correspond à d'immenses transports de matériaux subcrustaux et intracrustaux.* Ces mouvements évoluent pendant longtemps plus ou moins dans le même sens. Les discordances (phases de Stille) ne correspondent qu'aux points de retour de ces mouvements. Ce fait marque un déplacement de l'intérêt, typique pour la psychologie du "spectateur" ; c'est-à-dire : ce n'est que l'arrivée des coureurs qui intéresse la majorité des assistants et non pas la course, bien qu'elle dure beaucoup plus longtemps. *La statistique des discordances correspond au catalogue des points de retour* et doit être étudiée à ce point de vue. Les déformations internes importantes se placent avant les discordances, puisqu'une structure préalablement plissée est soumise à l'érosion et recouverte par des formations transgressives.

E. Wegmann, 1950.

I. HISTORIQUE

A) LA PARTIE TUNISIENNE.

Une publication antérieure (1967, chapitre XII en particulier) ayant été consacrée à ce sujet, je n'en dirai que quelques mots. Les principales déformations d'âge mésozoïque signalées dans la littérature reposent sur l'observation de discordances angulaires : 1) discordance du Trias sur le Permien (Mathieu 1949, Castany et Lapparent 1952), infirmée par les observations plus récentes ; 2) discordance du Trias dolomitique sur le Trias gréseux (Robaux et Choubert, 1941), correspondant à un changement dans le régime sédimentaire, plutôt qu'à une véritable déformation tectonique (cf. ci-dessus chapitre VII) ; 3) discordance du Bathonien ou du Lias sur le Trias (phase de plissement matmatien, d'âge bathonien, de G. Mathieu, 1949), plus complexe puisqu'elle correspond localement à la méconnaissance d'un très beau passage de faciès et ailleurs à une transgression – effectivement discordante – d'étalement progressif (1962), par laquelle du matériel en réalité d'âge triasique supérieur à jurassique supérieur vient successivement reposer sur la tranche des couches du Trias inférieur ; 4) discordance du Crétacé inférieur sur le Jurassique, inexistante en tant que discordance angulaire et sans effet sur le toit du Jurassique, jamais raboté par le Crétacé inférieur ; 5) discordance du Crétacé carbonaté sur le Trias et le Permien du Tebaga de Medenine, dont j'ai montré qu'elle était à imputer à l'Aptien et non au Cénomanien, suivant une attribution tout à fait classique.

Quant à l'**évolution post-mésozoïque**, l'allure demi-anticlinale des affleurements mésozoïques de Djeffara a été nettement reconnue et affirmée, au moins dès le début du siècle (H. Jourdy, 1908). La confrontation des cartes structurales d'un niveau précoce des couches mésozoïques (base des dolomies du Rehach =Trias moyen-supérieur) et d'un niveau tardif (passage cénomanien-turonien) s'est avérée fructueuse concernant l'interprétation de cette très vaste structure : elle n'est pas née sous l'effet de contrainte latérale, ce qui est classique en pays de plateforme ; mais en outre il semble que les fortes épaisseurs de la zone centrale aient, dans la genèse de l'allure anticlinale, une importance plus grande que celle qu'il convient d'accorder aux seuls mouvements verticaux différentiels.

Source : MNHN, Paris

Les accidents principaux (G. Castany 1954, S.E.R.E.P.T. 1955, P.F. Burollet 1962) coïncidaient *grosso modo* avec la limite entre le seuil de Djeffara (1967), véritable rebord de la plateforme saharienne, et la plaine côtière qui s'apparenterait au domaine périphérique. Rappelons enfin que G. Castany et A.F. de Lapparent (1952) ont daté de l'Oligocène l'ensemble des déformations ayant affecté le Cénomanien en Djeffara tuniso-libyenne et á sa périphérie – sur la foi de l'âge post-éocène des coulées de lave du djebel-Soda et, en même temps, de la discordance du Burdigalien sur le Cénomano-Turonien dans la région de Homs.

B) LA PARTIE ALGERIENNE.

Quelques précurseurs, en particulier G.B.M. Flamand (1911, p. 776) dans la région d'Oued In-Sokki, ont très tôt signalé l'existence de pendages relativement forts du Crétacé, au milieu de plateaux sub-horizontaux, pendages le plus souvent étroitement cantonnés dans des zones singulières. Mais, pourtant, l'allure quasiment horizontale de la plupart des affleurements mésozoïques – en général d'âge crétacé d'ailleurs – est responsable du fait que s'est imposé pendant longtemps le dogme de la rigidité absolue du bouclier africain postérieurement au Crétacé en particulier, notion énoncée et défendue en particulier par Conrad Kilian (1930 à 1943) : . . . "l'hypothése de la rigidité du Bouclier saharien postérieure aux mouvements hercyniens semble s'affirmer un peu plus par cette sorte d'expérience, tout au moins pour le Sahara centre-oriental" (*in* C. Kilian et X. Langlois, 1938). Et A. Cornet écrivait quelques années plus tard (1948) : "il est classique de considérer la plateforme saharienne comme une partie du vieux bouclier africain consolidé en un bloc absolument rigide depuis les plissements hercyniens". Quelques exemples illustreront la solidité et la portée de ce dogme.

1) C. Kilian, s'expliquant dans la même note de 1938 sur l'attribution – hypothétique, il est vrai – au Crétacé d'un affleurement calcaire des confins touareg-tebou septentrionaux, note parmi ses arguments : . . . "les altitudes des points où Duprez et Fouquet avaient prélevé leurs échantillons (seuls témoins dudit affleurement calcaire alors examinés par Kilian) étaient analogues á celle à laquelle il (Kilian) avait trouvé un lambeau de calcaire crétacé, de faciés semblable près de Mongar-Tir dans la région d'Amguid". Pour apprécier la confiance ainsi faite à l'analogie altimétrique comme instrument de datation, il faut préciser que les deux points considérés sont distants d'environ 900 kilomètres !

2) Dans la région de Colomb-Béchar l'observation de la Gara-Metired, avec son Cénomanien localement horizontal sur du Carbonifère plissé, est suivie de la conclusion suivante (*in* P. Deleau, 1951, p. 114) : "Ceci permet de dire que le djebel Béchar n'a pas été affecté par les plissements post-hercyniens. Le pied du djebel-Béchar est donc une ancienne ligne de rivage du Crétacé et nous pouvons affirmer que la mer cénomanienne n'a jamais franchi la montagne, déjà constituée, du djebel Béchar". Cette affirmation, d'une permanence absolue de la topographie anté-crétacée dans la région de Béchar (au Sud de l'anticlinal de Ben-Zireg) n'a pas reçu pleine confirmation des travaux ultérieurs (C. Pareyn, 1961, p. 299-300).

3) A.F. de Lapparent rappelle, en 1960 (p. 22), que c'est parce que les séries de Zarzaïtine et de Taouratine étaient plissées et faillées qu'il les avait rattachées au Continental post-tassilien, équivalent continental du Frasnien, Famennien, Tournaisien, Viséen et Namurien – et non au Continental intercalaire d'appartenance mésozoïque (1954).

En fait depuis une trentaine d'années les observations se sont multipliées de déformations affectant le matériel crétacé – éocéne, A. Cornet (1948) faisant état de données en provenance du Sahara soudanais : "la couverture sédimentaire qui recouvre horizontalement le socle africain sur d'immenses étendues est brusquement retroussée au contact des affleurements du socle comme une pâte de tarte sur les bords du moule de tôle qui la contient" ; ou encore : "existant sous forme d'îles dans les mers maestrichtiennes et montiennes du Sahara soudanais, les petits massifs du Timetrine . . . ont subi un soulévement posthume de faible amplitude aprés le dépôt des sédiments marins plus récents (Montien et base de l'Eocène à *Ostrea multicostata)* dont ils ont entraîné les bords dans leur ascension". Par ailleurs J. Follot (1952, 1953), á la bordure septentrionale du Hoggar, signale une tectonique post-crétacée : plissotements, pendages, failles, affectant soit le Continental intercalaire, soit les calcaires cénomaniens et turoniens, tectonique toujours liée au "rejeu d'un pli primaire ou simplement d'un îlot primaire contre lequel les couches récentes viennent se mouler".

On sait que d'autres observations, dues en particulier á R. Karpoff (1952, 1953), ont permis de mettre en évidence des déformations très locales ayant même affecté le matériel – largement postérieur – du Mio-Pliocène et du Quaternaire ancien. Je n'insiste pas : une brève énumération des notes portant sur les déformations post-crétacées ayant été publiée par ailleurs (1959). J'ajouterai cependant l'indication d'une faille dans le Quaternaire récent de la plaine d'Amguid, due á P. Birot et J. Dresch (1955) ré-étudiée depuis par divers auteurs.

L'importance de cette tectonique post-crétacée ne doit pas masquer les déformations d'âge mésozoïque, encore plus intéressantes pour qui s'attache á l'étude de cette époque. Je passerai rapidement sur l'hypothèse

Source : MNHN, Paris

trop souvent émise de mouvements verticaux – parfois supposés même importants –, sinon même d'orogénèse, pour interpréter la succession de séries marines et de couches continentales (1) : dans ce domaine saharien, très souvent à caractère intermédiaire entre marin et continental, où la sédimentation s'opérait vraisemblablement le plus souvent à proximité de la cote 0, les modifications du milieu doivent pouvoir s'interpréter par d'autres processus par exemple le simple jeu de l'alluvionnement et de ses variations quantitatives.

En fait, comme dans le Sud-tunisien, il est arrivé que les auteurs accordent la première place, en tant que phénomène tectonique d'âge mésozoïque, à l'observation de discordances angulaires locales ; on a même pu passer d'une telle observation localisée à la création de phase de plissements. Ainsi de discordances signalées par J. Ph. Lefranc (1959) : 1) à la base du Jurassique moyen et 2) à la base du Crétacé inférieur. Dans les deux cas les phénomènes s'apparentent plus à des ravinements, imputables à une sédimentation fluvio-deltaïque, qu'à une discordance tectonique généralisée, laquelle n'est pas compatible avec l'extrême régularité – dans toutes les directions – des différentes coupes de sondages (2). De toutes façons, même s'il y avait discordance, le rapprochement entre une discordance de "la base du Jurassique moyen" et les plissements matmatiens me paraît inadmissible : car cette base du Jurassique moyen n'est datée par rien dans la série continentale du Taouratine où elle est censée apparaître. Par surcroît on a déjà vu ci-dessus ce qu'il fallait penser de ces plissements matmatiens. Quant à la discordance de base du Crétacé inférieur, non seulement il n'y a pas de discordance tectonique, mais en plus les phénomènes décrits se déroulent *au sein du Crétacé* (contact entre Taouratine moyen et calcaire isabelle c'est-à-dire base du Vraconien) : l'auteur a donc été imprudent en créant à leur propos une phase de plissements djefariens , par comparaison avec des phénomènes qui s'observent ou sont censés s'observer 500 km plus au Nord à la limite du Jurassique et du Crétacé. Il convient donc d'être catégorique sur l'absence de fondements de ces pseudo-plissements avant qu'ils n'envahissent la littérature géologique.

L'étude d'une zone très particulière, le djebel-Guehhad, me donnait l'occasion en 1959 d'évoquer l'importance de mouvements d'âge crétacé, contemporains de la sédimentation, et post-crétacés, là où les auteurs n'avaient vu qu'une "topographie anté-cénomanienne exhumée". L'hypothèse de ces mouvements a été presque aussitôt réfutée tant dans la littérature publiée (A. Bonnet et P. Dubois, 1961 ; P. Heybroek, 1963) que dans les rapports inédits (C.O.P.A.R.E.X., 1961) par des observateurs qui ont préféré s'en tenir au dispositif imaginé par C. Kilian (1932). Quelques années après (1966), je publiais donc une carte structurale d'un niveau du Crétacé supérieur dans la région d'El-Biod, immédiatement au Nord de Guehhad. La succession de synclinaux et d'anticlinaux parfois aigus, flanquant une faille principale, mise en évidence dans cette zone, n'est évidemment pas facilement compatible avec l'affirmation suivant laquelle, à très faible distance, du Crétacé repose horizontalement au fond d'une topographie anté-hercynienne qui a l'heure actuelle a été simplement exhumée. . .

Dès 1963, l'exploitation des données de sondages dans la littérature géologique accroissait considérablement et renouvelait fondamentalement nos connaissances sur l'évolution structurale du Mésozoïque saharien. Dans les travaux de P. Heybroek (1963), des Services géologiques de C.F.P. (A) et S.N. Repal (1963), de J. Claret et C. Tempère (1967), etc. apparaissaient pour la première fois des notions précises sur la répartition et l'importance de la subsidence dans les différentes régions, sur l'âge et l'avancée des faciès mésozoïques transgressifs, sur le jeu et l'âge d'un certain nombre de structures individualisées. Ce sont les points de vue mêmes que je compte développer dans cette étude largement fondée sur les données de sondages.

Par ailleurs en 1965, R. Karpoff propose les termes nouveaux de *"mouvements ramadiens"* et de *phase timetrinienne"* dont il me faut encore dire un mot. Les "mouvements ramadiens" correspondent à la "période de troubles mésozoïques qui s'étend du Trias au Maestrichtien. "Il ne s'agit pas, écrit Karpoff (p. 472), d'une véritable orogénèse mais d'une longue période de ruptures de l'écorce terrestre" . . . Disons que la mise en évidence de ces mouvements repose en grande partie sur les observations faites en sondages – surtout permises par les corrélations dues aux études palynologiques ou aux corrélations par diagraphies – et exposées par P. Heybroek. Les données ponctuelles, dues à différents auteurs sahariens et portant surtout sur le Crétacé d'ailleurs, sont évidemment mises en relation avec les premières. L'objection que je présenterai à la création de ces "mouvements ramadiens" est la suivante : du moment 1) que la période couverte par les mouvements "ramadiens" correspond exactement au Mésozoïque ; 2) que les mouvements en question ne présentent pas de particularités qui méritent de les rendre classiques de façon mondiale, la création d'un nouveau terme ne se justifie par rien ; elle ne peut qu'alourdir inutilement la littérature géologique et il faut la rejeter.

(1) "Nous ne pensons pas que l'on puisse trouver au Sahara d'autres manifestations des mouvements orogéniques secondaires et tertiaires que de simples *phénomènes épirogéniques*, auxquels il est facile d'attribuer : la transgression crétacée, la régression nummulitique, la sédimentation néogène et le rajeunissement récent du relief du massif central, concomitant avec des phénomènes volcaniques", écrivait par exemple J. Savornin en 1930 (p. 17).

(2) Il y a bien transgression discordante sur le Paléozoïque du craton de l'Issaouane, mais transgression d'étalement progressif, bien difficile, à assimiler à une phase de plissement.

Source MNHN, Paris

Quant à la "phase timétrinienne" affectant l'Eocène inférieur à l'Ouest de l'Adrar, le terme me paraît à rejeter aussi catégoriquement puisque ladite phase n'est datée que comme postérieure à l'Eocène inférieur (1).

Il est bon de souligner, en préambule de cette étude structurale, que l'examen de l'évolution structurale se présente sous un jour particulier dans le bassin mésozoïque saharien. Tout d'abord parce que celui-ci est caractérisé par une concordance généralisée – à un certain nombre d'exceptions près que nous examinerons ci-dessous – des terrains triasiques à éocènes ; voire même souvent des terrains triasiques aux . . . amas dunaires actuels, modelés et remodelés par le vent. Ensuite parce que le bassin envisagé est maintenant connu *en volume*, grâce à un réseau de sondages relativement dense, et que les connaissances ainsi acquises apportent des données souvent différentes de celles tirées des affleurements lesquels coïncident trop souvent avec des zones singulières de la sédimentation, voire même de l'évolution structurale.

II. LES DEFORMATIONS AU COURS DU MESOZOIQUE

De telles conditions imposent à l'observateur – pour reprendre l'image excellente suggérée par les phrases de E. Wegman rappelées ci-dessus – de prêter plus d'attention à la course qu'à l'arrivée des coureurs. Contrairement à beaucoup d'auteurs qui ont accordé une importance à mon avis exagérée à quelques phénomènes de discordance, toujours localisés – quoique trop souvent érigés en phases de plissement –, une telle étude du Mésozoïque saharien conduit à porter au contraire un intérêt primordial à l'extension du domaine sédimentaire d'abord, ensuite et surtout à la répartition de la subsidence (zones d'appel de sédiments, zones de biseautage, zones résistantes) à chaque époque. Les mouvements de structures individuels, les transgressions et les discordances localisées ne seront évoqués qu'après, comme des phénomènes secondaires.

A. LES PHENOMENES PRIMORDIAUX : L'EXTENSION DU DOMAINE SEDIMENTAIRE ET LA REPARTITION DE LA SUBSIDENCE

Je les examinerai époque après époque ; succinctement, car les considérations correspondantes ont en général déjà été évoquées dans les chapitres où les intervalles stratigraphiques successifs ont été décrits.

Le TRIAS correspond à une extension prodigieuse du domaine sédimentaire. Alors qu'au Carbonifère supérieur la sédimentation s'est restreinte et concentrée dans quelques cuvettes, vraisemblablement isolées les unes des autres et ainsi disséminées sur la plateforme saharienne ; alors qu'au Permien elle s'est principalement confinée (2) à une fosse, remarquable, du Sud-tunisien ; au Trias un immense domaine de la plateforme est enseveli, progressivement du Sud-tunisien au Tinrhert et aux hamadas du Sud-oranais. Dans le détail l'hétérochronie des faciès en présence rend difficile la reconstitution historique de cette avance. Néanmoins certains faits établissent que l'on est en présence d'une *transgression d'étalement progressif :* parmi ces faits citons 1) la conquête très progressive des noyaux résistants (Hassi-R'mel, Hassi-Messaoud) ; 2) les unités tardives du Salifère – authentiquement postérieures au Trias gréseux – dépassant l'extension du Trias gréseux dans la partie occidentale du domaine, etc. Cette acquisition d'immenses pans de continents au domaine sédimentaire lors du Trias est un phénomène planétaire. Quels mouvements impliquent-ils dans le détail ? Bien des auteurs évoquent, à l'inverse de mouvements, la réalisation d'une pénéplaine – post-hercynienne – qui aurait permis le déferlement d'une transgression triasique. Précisons que les caractères d'une transgression eustatique sont loin d'être réunis. Ne convient-il pas d'envisager plutôt un jeu concomitant d'*abaissement* de plateformes, déjà pénéplanées, créant un appel aux sédiments, et, en même temps, de *soulèvement* d'autres zones occasionnant une reprise de l'érosion ? Notons enfin que cette période triasique, en même temps qu'elle voit l'extension progressive du domaine sédimentaire, se singularise par l'épanchement de coulées volcaniques (dolérites, andésites) qui ont recouvert une partie appréciable du domaine saharien étudié.

(1) Plus que partout ailleurs, dans le domaine essentiellement continu et permanent de l'agitation tectonique, les créations de termes pour désigner tels ou tels mouvements, même les mieux datés, ne doivent être envisagées qu'avec la plus extrême méfiance ; car ces créations aboutissent à hacher artificiellement une réalité en perpétuel devenir et à négliger les aspects particuliers et originaux des phénomènes pour les faire entrer dans le cadre d'une classification existante. *A fortiori*, faut-il éviter la création de nouvelles phases et d'épisodes tectoniques, à propos de faits non situés ou mal situés chronologiquement.

(2) En fait il est possible que certaines des cuvettes disséminées où s'est concentrée la sédimentation du Paléozoïque terminal aient vu également le dépôt de Permien continental. C'est du moins une hypothèse intéressante, lancée en particulier par J. Fabre (1970), pour le bassin de Polignac (série du Tiguentourine supérieur), le bassin de Bechar – Abadla, de Tindouf, etc.

Source MNHN, Paris

L'image de la répartition des mouvements verticaux qu'évoquent les courbes isopaques du TRIAS GRESEUX – en dépit de l'hétérochronie de ce faciès –, est intéressante à considérer. La subsidence en Djeffara, extraordinaire, est un caractère structural que je qualifierai presque d'extra-saharien. Quant au môle du Tebaga, voisin, le biseautage du Trias gréseux n'est pas originel, mais dû à une surrection et une érosion postérieures. Hormis ce Sud-tunisien si particulier, les isopaques sont dirigés très grossièrement du Nord-Ouest au Sud-Est, comme la limite même d'extension de la formation. Parmi les principaux accidents qui perturbent ce schéma, citons le jeu résistant de la structure d'Hassi-R'mel et surtout cette arête faîtière, remarquable, que constitue la dorsale El-Agreb – El-Gassi – Hassi-Messaoud ; á l'inverse citons les fosses, celles de Larroque ; celle du Gassi-Touil occidental qui jouxte le môle d'El-Biod, structure chauve, vraisemblablement ascendante et, de ce fait, pourvoyeuse de la sédimentation détritique ; celle enfin du craton de l'Issaouane avec des émissaires septentrionaux (Zm.1).

Ce cadre structural se modifie sensiblement au SALIFERE PRINCIPAL. Deux glacis, disposés en dièdres, limitent le bassin subsident : le bord du craton du Grand Erg occidental, orienté Nord-Ouest – Sud-Ouest – Sud-Est et le bord du craton libyen, orienté Sud-Ouest – Nord-est. En outre le versant nord-ouest montre des amincissements importants : j'ai parlé de *glacis nord-saharien*, indice – peut-on penser – d'un seuil résistant entre la subsidence saharienne et la subsidence atlasique. La zone d'Hassi-R'mel ne forme plus qu'une partie banale de ce glacis. Quant au môle du Tebaga, il n'est plus á imputer á des surrections post-sédimentaires, mais authentiquement á un comportement résistant á la subsidence : le biseautage du Salifère principal s'observe sur la grande falaise avec ses amincissements et ses changements de faciés ; mais au-delá, en Djeffara, il y a ré-épaississement (ombilic de Djeffara). Pourtant la subsidence maximale s'installe dans la partie centrale du Grand Erg oriental, une véritable gouttière – peut-être artificiellement aggravée par un léger bourrage tardif, s'apparentant á un début de tectonique halocinétique -, rectiligne, méridienne, se précise même depuis Hassi-Amrane jusqu'á Larroque. Quant á l'arête faîtière El-Gassi – Hassi-Messaoud, elle se marque encore, mais de façon relativement discrète. Le môle d'El-Biod devait subsister, ainsi que le suggérent, non plus l'arrivée de matériel détritique comme à l'époque précédente, mais l'amincissement et le biseautage des séries salifères à son approche et la lacune complète de la formation sur le môle lui-même. La nature évaporitique prédominante de la sédimentation mise en relation avec une extrême platitude du plancher sédimentaire (1968), l'absence de tout débris détritique même dans les zones marginales concourent pour évoquer une mise en sommeil des forces créatrices de relief, en même temps qu'un climat aride ralentissait le moteur hydrodynamique de la sédimentation détritique.

Au JURASSIQUE et au NEOCOMIEN les deux mêmes glacis bordiers du craton du Grand Erg occidental et du craton libyen se marquent toujours, mais la transgression se développe surtout vers le Sud-Ouest : les territoires nouvellement acquis sont en général caractérisés par une épaisseur faible de dépôts. Par ailleurs, lá où existait au Salifère principal un glacis nord-saharien, s'individualise maintenant – du moins jusqu'au Bathonien – : 1) un *seuil nord-saharien*, où les épaisseurs sont minimales, orienté Sud-Ouest – Nord-Est et allant du Sud du Mzab à Mrhaïer ; 2) au Nord de ce seuil, des épaisseurs plus fortes préfigurant celles de l'Atlas voisin et qui coïncident avec les amincissements maximaux de l'époque précédente. Rappelons qu'au Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien, toute trace de ce seuil s'est éteinte : sur cette partie septentrionale du domaine on voit, au contraire, les épaisseurs jusqu'alors très homogènes s'accroître rapidement en direction de la fosse atlasique.

En dehors de ces marges atlasiques, sur la plateforme proprement dite apparaît une zone plus particulièrement épaisse, sur les confins algéro-tunisiens, entre Nefta, Hassi-Messaoud et El-Borma. Le terme de fosse que j'ai utilisé (fosse du Bas-Sahara, fosse des confins algéro-tunisiens) ne doit pas faire illusion : les épaisseurs sont á peine légèrement supérieures à ce qu'elles sont sur le reste de la plateforme. Au Jurassique supérieur – Néocomien cette fosse disparaît, semble-t-il, tandis que des valeurs assez fortes (zone subsidente de Brides) flanquent le Gassi-Touil et témoignent d'un mouvement d'enfoncement important, à proximité de ce qui va être la zone ascendante par excellence du domaine étudié. Enfin, dans le Sud-tunisien, tout au cours du Jurassique le Tebaga continue á jouer comme un môle résistant, lieu de biseautage – et de passage de faciès – de la plus grande partie de la série.

A ces arguments tirés des épaisseurs, la considération des faciés ajoute des données sur le devenir des provinces périphériques : absence de tout faciès détritique grossier au Lias-Dogger inférieur suggérant un monde plat et un continent aride ; apparition de détritiques au Bathonien évoquant la première surrection de relief ; détritiques encore notables, malgré l'importance de la transgression marine, au Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien et plus encore sans doute au Jurassique supérieur-Néocomien.

C'est encore autour de cette province singulière qu'est le *Gassi-Touil* que se marque le plus spectaculairement la révolution BARREMIENNE : non seulement par le jeu ascendant de plusieurs structures – allant jusqu'á une érosion qui a pu faire apparaître des cœurs triasiques – ; mais aussi et surtout par la

Source : MNHN, Paris

subsidence extraordinaire qui a affecté certaines fosses où ont pu s'accumuler plus de 1 000 m de dépôts détritiques, fosses qui jouxtent immédiatement les structures ascendantes. Ce double jeu de mouvements, d'une telle ampleur, est si insolite sur cette plateforme saharienne que j'ai fait allusion à ce sujet à un système de *cordillères* et d'*avant-fosses*, vocabulaire pourtant habituellement propre aux orogènes. Citons aussi la zone chauve de Bordj-Nili – Hassi-R'mel-Nord, prolongement vraisemblablement du craton du Grand Erg occidental et résurrection d'une partie du seuil nord-saharien. Citons enfin le promontoire du Tebaga qui, en tant que zone chauve, s'étend et s'agrandit encore à cette époque. Si l'on rappelle que cette série barrémienne représente la formation détritique la plus étendue, la plus épaisse, la plus grossière du Mésozoïque – depuis le Trias gréseux – de la plateforme saharienne et d'une partie de la Berbérie, on conviendra qu'il s'agit là d'une époque caractérisée par l'importance de l'activité créatrice de reliefs. L'homogénéité des épaisseurs et des faciès – carbonatés ou argileux – de la barre APTIENNE qui succède à ces grès barrémiens n'en est que plus frappante.

Un véritable coup de théâtre marque l'ALBIEN : la zone d'enfoncement maximal migre de plusieurs centaines de kilomètres vers l'Ouest ; c'est la fosse du haut Oued-Mya qui se substitue à celle des confins algéro-tunisiens ou à celle des abords du Gassi-Touil. Dans cette région du haut Oued-Mya les épaisseurs, rappelons-le, sont même supérieures à ce qu'elles sont dans les forages sahariens les plus septentrionaux (Hm. 1, OuM.1), habituellement les plus épais. Cette fosse enfin est remarquablement enserrée entre : 1) les zones hautes nord-sahariennes qui s'alignent si parfaitement à la fois avec le craton du Grand Erg occidental et avec les amincissements de la région constantinoise et 2) les structures du Gassi-Touil où les grès albiens sont encore parfois très minces. Par ailleurs, brutalement le môle du Tebaga a disparu : c'est un véritable et immense dôme de Djeffara qui s'y substitue, à l'approche duquel l'Albien perd ses grès, devient carbonaté, s'amincit et se biseaute. Les observations faites dans le *Gassi-Touil* ont amené certains auteurs à parler de plissements ou de mouvements *autrichiens :* le fait d'observer sur les structures du Gassi-Touil (ou de Rhourde-el-Baguel, cf. Perrodon 1966, p. 148), des grès albiens discordants sur différents termes du Mésozoïque exhaussés et érodés, ne doit pas en tout cas évoquer des mouvements albiens ; mais au contraire la cessation de tous les mouvements ascendants – qui ont dû être l'apanage d'époques antérieures, en particulier barrémienne – pour permettre l'ensevelissement de ces zones jusqu'alors singulières. Je serais incomplet par contre si je ne rappelais pas que l'Albien correspond à de *nouveaux gains du domaine sédimentaire* – nouvelle transgression imputable aux faciès les plus authentiquement régressifs –, en dehors et en plus des structures du Gassi-Touil ; et si je ne rappelais pas également que l'Albien coïncide avec le dernier épandage détritique (sablo-argileux) du Crétacé inférieur, d'une importance et d'une extension considérables.

Le CENOMANIEN correspond à une subsidence relativement homogène. Les épaisseurs les plus fortes localisées sur les confins atlasiques annoncent visiblement les fosses de Berbérie (fosse de Gafsa, fosse constantino-tunisienne). Le dôme de Djeffara méridionale, apparu à l'Albien, existe toujours, très nettement au Sud de l'ancien môle du Tebaga. Le môle d'Hassi-R'mel, bastion avancé du craton du Grand Erg occidental, semble, comme à l'Albien, se prolonger par les amincissements du Constantinois. La région d'El-Biod qui a enfin cédé à la transgression, à l'exception peut-être de quelques points hauts, reste une zone remarquablement résistante (môle d'El-Biod) : elle se prolonge par les nombreuses structures anticlinales, à Cénomanien très mince, du Gassi-Touil. De part et d'autre de ce Gassi-Touil, côté Oued-Mya à l'Ouest et côté Zemoul-el-Akbar à l'Est, n'apparaissent plus que des épaisseurs légèrement supérieures à ce qu'elles sont ailleurs sur la plateforme saharienne.

La barre attribuée au TURONIEN présente une épaisseur d'une extrême constance. Les faibles différences d'épaisseur révélées par l'ensemble du domaine ne sont pas significatives du point de vue structural ; puisque ces différences peuvent s'expliquer plus par des passages de faciès que par valeurs dissemblables de la subsidence.

Le schéma structural apparaît au contraire très différencié au SENONIEN LAGUNAIRE. Les glacis du Mzab, bordant le craton du Grand Erg occidental, de même que le glacis libyen et tunisien, entament une migration centripète : le bassin se rétrécit de façon manifeste. L'habituelle zone subsidente septentrionale se restreint au Bas-Sahara proprement dit (région de Mrhaïer – Touggourt). Par ailleurs la zone épaisse la plus vaste est en position occidentale – comme à l'Albien –, de la région d'Ouargla à la corne sud-ouest du Grand Erg oriental. Une zone épaisse secondaire existe encore dans le Zemoul-el-Akbar. Entre ces deux zones, les hauts d'El-Biod, du Gassi-Touil et de Rhourde-el-Baguel forment un seuil, très complexe dans le détail. Y a-t-il eu dès cette époque individualisation d'une gouttière nord-saharienne – équivalent du sillon pré-africain du Maroc – entre l'Atlas saharien occidental déjà résistant sinon émergé et le craton du Grand Erg occidental ? Le fait semble probable mais difficile à établir en toute certitude.

MAESTRICHTIEN et EOCENE ne sont définis et conservés que dans un périmètre plus restreint. On y constate une assez grande homogénéité des épaisseurs et le domaine sédimentaire semble être resté inscrit dans celui des époques précédentes. En outre, et comme pendant tout le Crétacé supérieur, les éléments détritiques

Source : MNHN, Paris

sont absents des carbonates maestrichtiens et éocènes : mis à part toutefois dans certaines régions périphériques où l'apport d'éléments gréseux rend alors ces étages difficiles ou impossibles à distinguer du Mio-Pliocène, sauf cas exceptionnels tel l'Eocène fossilifère de Brezina, jalon éventuel de cette gouttière nord-saharienne dont il a déjà été question.

Ainsi la considération des isopaques établit déjà l'existence de mouvements du tréfonds extrêmement importants, au sein de la zone sédimentaire. Mais on a envisagé dans le paragraphe ci-dessus les grands ensembles que faisaient apparaître ces isopaques. Par surcroît, l'établissement même de ces courbes par interpolation linéaire entre les valeurs ponctuelles des sondages déforment la réalité en la simplifiant. Il importe donc de compléter ce rapide exposé de l'évolution structurale par l'évocation de quelques phénomènes discontinus, en général plus localisés, dont l'importance théorique est néanmoins considérable.

B. LES PHENOMENES SECONDAIRES

1) LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE BLOCS ET LES FAILLES SYN-SEDIMENTAIRES.

Les mouvements verticaux de blocs ont été mis en évidence dans quelques cas par l'étude des affleurements et beaucoup plus fréquemment par les études de "subsurface" (forages et sismique). Ils se traduisent par des lacunes et des discordances (voir paragraphe suivant pour les discordances), par des variations d'épaisseur brutales, par des passages de faciès également rapides, enfin par l'existence de failles syn-sédimentaires.

A) COMPARAISON DES SERIES MESOZOIQUES d'Hn. 1 et Hn. 2 (Hassi-Amrane).

Les cartes en isopaques de détail (cf. pl. h. t. *in op. cit.)* des intervalles stratigraphiques successifs ont permis d'observer des différences importantes entre les séries reconnues à Hn. 1 et Hn. 2, malgré la faible distance qui sépare ces deux puits (de l'ordre de 20 à 25 km). Une coupe complète (fig. XVI. 1) permet de récapituler ces différences et de mieux fonder la comparaison.

Le Trias gréseux se présente avec des épaisseurs et des faciès à peu près similaires dans les deux puits. Mais le Salifère principal épais seulement de 800 m à Hn. 1 dépasse 1 500 m à Hn. 2, différence extraordinaire si l'on tient compte de l'homogénéité si habituelle des épaisseurs sur la plateforme saharienne. Certains auteurs ont pensé qu'il y avait là l'effet d'un début de tectonique halocinétique, très largement postérieure au dépôt, et non pas un épaississement originel. Pourtant le fait que les trois ensembles successifs du Salifère principal (Evaporites infra-d2 ; intervalle d2-a2 ; intervalle a2-B) soient chacun affectés par l'épaississement, suggère que celui-ci ne provient pas uniquement de phénomènes de bourrage – qui auraient eu toute chance de perturber la succession ou du moins d'engraisser tel terme (par exemple le sel), mais non point tel autre (par exemple l'anhydrite). Toutefois reconnaissons que l'augmentation n'est pas partout la même ; que c'est surtout l'intervalle d2-a2 qui est affecté et que, par conséquent, les phénomènes halocinétiques ont sans doute au moins aggravé des différences originelles.

Postérieurement au Salifère principal la série reste plus épaisse à Hn. 2, pratiquement à chaque niveau, jusqu'à la barre aptienne, mais de façon très minime, à peine sensible. Dès les grès albiens, il y a renversement complet des tendances antérieures : tous les intervalles sont moins épais à Hn. 2 qu'ils ne le sont à Hn. 1. Doit-on en déduire que le mouvement halocinétique au sein du Salifère principal s'est produit en particulier après l'Albien et qu'il est responsable, en partie au moins, à Hn. 2 d'épaisseurs plus faibles et de faciès différents (exemple : rareté des évaporites dans le Sénonien lagunaire) ? Il est difficile de conclure catégoriquement avec les seuls éléments actuellement dans le domaine public.

B) LA ZONE DU HAUT D'EL-BIOD – GASSI-TOUIL – RHOURDE-EL-BAGUEL

C'est la zone la plus riche en blocs ayant été affectés de mouvements au Mésozoïque. L'exemple du Guehhad qui se situe à la racine de cette zone, sera évoqué ci-dessous, dans un paragraphe particulier.

Le Haut d'El-Biod apparaît déjà sur les cartes d'isopaques, malgré l'extrême petitesse de leur échelle. La lacune de la plus grande partie de la série mésozoïque sur ce haut est d'autant plus frappante qu'il jouxte immédiatement des zones où les séries sont relativement complètes et épaisses. En outre je rappelle que l'abondance des séries détritiques sur ses flancs, à différents niveaux (Trias en particulier), suggère un

Source : MNHN, Paris

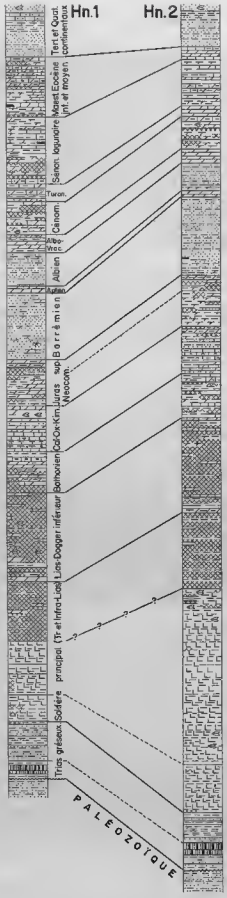


Fig. XVI.1. – Comparaison de l'ensemble de la série mésozoïque à Hn.1 et Hn.2 (Hassi-Amrane, une soixantaine de kilomètres à l'Est-Sud-Est de Touggourt). On notera des différences considérables entre les épaisseurs de ces deux puits situés seulement à une vingtaine de kilomètres : le Sélifère principal (surtout l'intervalle d2 – s2) est beaucoup plus épais à Hn.2 qu'à Hn.1 ; les différents termes du Jurassique et du Crétacé inférieur sont très légèrement plus épais à Hn.2 qu'à Hn.1. Mais dès l'Albien, au contraire, tous les intervalles sont nettement plus épais à Hn.1 qu'à Hn.2.

Source : MNHN, Paris

mouvement de soulèvement de ce haut pendant la sédimentation. Les études très détaillées de chacune des structures forées ont révélé des résultats extrêmement intéressants, dont certains ont été signalés par P. Heybroek (1963) : citons le jeu de la zone faillée de Ramade où le rejet atteint 2 000 m – dont les trois quarts sont à imputer aux mouvements mésozoïques près d'Allenda, et les sept-huitièmes près du puits de Ramade lui-même – ; nous voilà loin du Sahara figé depuis l'Hercynien ! En ce qui concerne les décalages verticaux observés entre Hr. 3 et Hr. 2, un tiers seulement serait à imputer à des mouvements hercyniens, les deux-tiers à des mouvements mésozoïques, dont la moitié aurait pris place pendant le Crétacé inférieur *(ibid.)*. Sur les différentes structures de ce haut la transgression mésozoïque a pu être d'âge très différent, y compris du Crétacé moyen. Le Crétacé supérieur y est lui-même plus ou moins aminci et modifié dans son faciès. Localement le Paléocène y manque complètement (G. Busson et L. Grambast, 1965).

Les structures du **Gassi-Touil** et de **Rhourde-el-Baguel** ont été animées de mouvements – mouvements différentiels au moins –, pendant la plus grande partie du Mésozoïque. Les cartes en isopaques de pratiquement chacun des intervalles stratigraphiques manifestent l'individualité et l'originalité de ces structures, qui ont joué en général en môle résistant à l'égard de la subsidence ; ces amincissements coïncident souvent avec des modifications de faciès ou des lacunes de certains faciès (exemple : absence du Salifère du Sénonien lagunaire). Mais à ce rôle de zone résistante sont venus s'ajouter de véritables mouvements ascendants, affectant en particulier les structures anticlinales du Gassi-Touil proprement dit et d'Hassi-Touareg. Ces mouvements se sont traduits par une érosion parfois importante des cœurs anticlinaux, qui ont pu être décapés jusqu'au Salifère principal. Il importe de rappeler que la mise en relief de ces zones date vraisemblablement du Crétacé inférieur (Barrémien ?) ; et que, de façon concomitante, se creusaient, à proximité immédiate de ces reliefs, des fosses d'une amplitude extraordinaire sur la plateforme saharienne, fosses qui s'emplissaient au fur et à mesure de matériel détritique ; fosses et cordillères pouvant être séparées par des failles de plusieurs centaines de mètres de rejet. *Cette surrection n'a plus été entretenue dès l'Aptien et un Albien* – vraisemblablement plus ou moins tardif suivant les points considérés – *les a ensevelies*, marquant toutefois un certain amincissement au droit des structures principales (fig. XI. 1). Cette discordance est importante, d'autant plus qu'elle est exceptionnelle à la surface de la plateforme saharienne, mais ne saurait donc être considérée comme le témoignage d'une tectonique d'âge albien.

C) LE TEBAGA DE MEDENINE.

Il correspond à une zone originale dès le Permien : au Permien supérieur en particulier une fosse extraordinaire s'y creuse, absorbant plus de 6 000 m de sédiments. Le Trias gréseux inférieur a pu lui-même s'y déposer sous une épaisseur notable. Puis une surrection fait du Tebaga de Médenine le cœur d'une zone haute : le Trias supérieur qui revient en transgression sur les marges de cette zone est déposé obliquement – en discordance – sur les bancs du Trias gréseux. La zone haute n'est que très lentement acquise au domaine sédimentaire – le Jurassique dépassant l'extension du Trias – ; mais elle est restée le lieu d'élection des épaisseurs faibles et des sédiments carbonatés. Avant l'Apto-Cénomanien (peut-être encore ici au Barrémien) un nouveau mouvement de surrection du Tebaga et de ses abords amène l'arasement des couvertures triasiques et jurassiques du noyau permien. Puis les dépôts de l'Apto-Cénomanien arrivent en transgression : 1) concordante sur le Néocomien depuis Touil-el-Hira jusqu'au-delà de Guermessa ; 2) discordante au-delà, jusques et y compris sur le matériel permien du cœur du promontoire. Les données de sondages ont permis d'étendre à tout un domaine géographique important les enseignements ainsi tirés des affleurements de la grande falaise (voir *in* 1967, pl. couleur, "description schématique de la discordance crétacée").

D) LES FAILLES SYN-SEDIMENTAIRES.

En dehors des failles évoquées ci-dessus à propos des mouvements de blocs et d'importance parfois considérable, d'autres ont été découvertes sur la plateforme saharienne, dont le jeu est au moins partiellement à imputer au Mésozoïque (failles syn-sédimentaires) : rappelons le cas des sondages voisins de E A. 1 et E A. 2, situés entre la haute vallée de l'Oued-Mya et la corne sud-ouest du Grand Erg oriental. Les différences d'épaisseur assez considérables qui apparaissent, entre ces deux sondages, dans l'intervalle compris entre le Paléozoïque et l'Aptien (Continental intercalaire *auctorum)* ont été attribués à "une reprise du rejet de la faille pré-hercynienne entre les deux puits, mouvement apparemment synchrone au Continental intercalaire, c'est-à-dire pré-aptien" (*in* Phillips : rapport de fin de sondage, EA. 2). Par ailleurs, j'ai signalé que dans le Sud-tunisien (*op. cit.*, p. 184) les différences d'épaisseur de l'argilo-gréseux inférieur (Trias gréseux), entre la coupe de ST. 1 et celle de ST. 2, pourraient "suggérer le jeu embryonnaire de la faille séparant ces deux puits pendant la sédimentation des grès triasiques". Ces deux cas sont cités à titre d'exemple, mais ne sont pas les seuls à la surface de la plateforme saharienne.

Source : MNHN, Paris

2) LES DISCORDANCES INTRA – MESOZOIQUES.

En tant que phénomènes qui viennent rompre la monotonie habituelle de la sédimentation saharienne – avec la concordance généralisée de ces séries – les auteurs ont tendance à accorder une grande importance aux discordances intra-mésozoïques. Il importe donc d'en souligner avec insistance le caractère exceptionnel. Ces discordances ayant déjà été évoquées sinon même parfois décrites, soit dans cet ouvrage, soit dans des publications antérieures (1967 ; *op. cit.*, etc.), je me contenterai dans ce paragraphe de rappeler les principaux types en lesquels ont peut les classer.

a) **Les discordances d'étalement progressif** – C'est le type le plus fréquent et le plus important. L'acquisition au domaine sédimentaire de tout le pan de plateforme saharienne étudié correspond à une gigantesque discordance d'étalement progressif, décrite et cartographiée par ailleurs (*op. cit.*, pl. 5 ; fig. VI. 1). C'est ainsi que dans le Nord-Est de cette plateforme saharienne, la série dans son ensemble du Trias à l'Eocène est concordante, tandis que vers l'Ouest et le Sud ce sont des niveaux de plus en plus tardifs qui sont venus se déposer sur des termes quelconques du Paléozoïque – ou du socle – ; jusques et y compris dans la région d'El-Biod – Guehhad, du Crétacé supérieur (Cénomanien – Turonien, ou même très localement Sénonien). Le cas du môle du Tebaga, ascendant après le Trias inférieur, puis lentement et progressivement ré-occupé par les séries sédimentaires du Trias supérieur et du Jurassique a déjà été décrit (1967, voir schéma stratigraphique des terrains mésozoïques anté-aptiens . . .). La discordance d'étalement progressif se trouvait là particulièrement visible : à la fois parce que jouant sur un môle localisé – et non pas sur l'ensemble de la plateforme saharienne – les phénomènes s'y trouvaient plus clairement mis en évidence ; et en même temps parce qu'elle était visible sur les affleurements de la Grande falaise où elle a pu être étudiée avec continuité, ce qui n'est pas le cas dans les régions connues que par forages. Aussi est-ce à ce sujet que j'ai fait allusion pour la première fois à ce type de discordance (1962). Rappelons par ailleurs que sur les structures de la région d'El-Biod, on peut être fréquemment en présence de transgression discordante du même type.

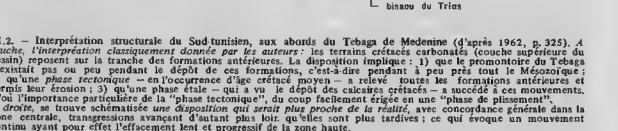


Fig. XVI.2. – **Interprétation structurale du Sud-tunisien, aux abords du Tebaga de Medenine (d'après 1962, p. 325).** *A gauche, l'interprétation classiquement donnée par les auteurs :* les terrains crétacés carbonatés (couche supérieure du dessin) reposent sur la tranche des formations antérieures. La disposition implique : 1) que le promontoire du Tebaga n'existait pas ou peu pendant le dépôt de ces formations, c'est-à-dire pendant à peu près tout le Mésozoïque ; 2) qu'une *phase tectonique* – en l'occurrence d'âge crétacé moyen – a relevé toutes les formations antérieures et permis leur érosion ; 3) qu'une phase étale – qui a vu le dépôt des calcaires crétacés – a succédé à ces mouvements. D'où l'importance particulière de la "phase tectonique", du coup facilement érigée en une "phase de plissement". *A droite,* se trouve schématisée *une disposition qui serait plus proche de la réalité,* avec concordance générale dans la zone centrale, transgressions avançant d'autant plus loin qu'elles sont plus tardives ; ce qui évoque un mouvement continu ayant pour effet l'effacement lent et progressif de la zone haute.

J'ai dit quelques mots par ailleurs (1962) des mouvements et des déformations auxquels peut être imputé un dispositif de ce type. "Il n'y a pas une phase de plissement capitale entre de longues périodes étales, mais un *effacement progressif d'une zone haute et résistante,* ainsi lentement acquise au domaine sédimentaire" . . . Le phénomène rappelle les migrations d'une flexure *continentale,* locution qui doit être aménagée ici en "migration de la flexure séparant la zone sédimentaire de la zone de non-dépôt", ou plus simplement "migration du rivage sédimentaire". H. Faure, dans un domaine de plateforme tout à fait similaire, a évoqué des phénomènes identiques, à propos desquels il parle d'onde épéirogénique (1966, p. 103-104).

Enfin il est évident que le dispositif correspondant à de telles discordances fait qu'en chaque point, ou presque, la transgression est d'âge différent. Dès lors *le fait de constater en un point donné que des couches sont discordantes sur les terrains sous-jacents ne saurait justifier la création d'une phase de plissement ; sans quoi le nombre de celles-ci pourra s'accroître indéfiniment au fur et à mesure que nos connaissances stratigraphiques progresseront et s'affineront* . . . (1962).

b) **Les discordances d'apparence plus instantanée** – Je rappellerai seulement à ce sujet la discordance apto-cénomanienne du Sud-tunisien ou encore la discordance du matériel albien sur les structures chauves du Gassi-Touil. La distinction – comme tous les essais de classement appliqués à des faits naturels - revêt un certain caractère artificiel. En Djeffara libyenne au moins la discordance apto-cénomanienne semble avoir

Source MNHN, Paris

démarré dès le Barrémien. Sur le Gassi-Touil, la discordance a débuté parfois dès l'Aptien et a dû se poursuivre, en position plus haute, au cours d'une partie plus ou moins importante de l'Albien, ainsi que le suggère – en l'absence de niveaux-repères précis – l'extrême amincissement des grès albiens sur certaines structures particulièrement résistantes (fig. XI. 1).

Ici encore l'âge du niveau transgressif ne saurait correspondre à l'âge d'une phase de plissements ou de création de reliefs : au maximum il correspond à la cessation des mouvements verticaux qui entretenaient un relief. Et encore il est évident que la cessation de ces mouvements a pu largement précéder l'arrivée du matériel sédimentaire : la pénéplaine déjà réalisée a pu rester vide un certain temps . . .

c) **Les phénomènes locaux de discordance** – Des discordances angulaires, intramésozoïques, ont pu être signalées çà et là sur le domaine saharien qui semblent représenter des phénomènes locaux, dont il est difficile de préciser la portée et la signification. Je ne citerai qu'un exemple de ce type : c'est la discordance au djebel-Djelouadj, à 50 km au Sud-Ouest de Laghouat, des calcaires massifs turoniens sur les marno-calcaires cénomaniens (R. Laffitte, 1947).

3) LE MODELE DES DJEBEL-GUEHHAD – DJEBEL-AKHAL

Le djebel-Guehhad est un massif d'allure anticlinale, long de 80 km environ, à matériel paléozoïque (Cambro-Ordovicien, avec au cœur un minuscule pointement de "socle"), qui émerge des hamadas crétacées sub-horizontales. Ce massif se situe, je le rappelle, entre l'éperon d'Amguid – où les affleurements de socle s'insinuent en position très septentrionale entre les tassilis paléozoïques – et la région d'El-Biod, puis celle du Gassi-Touil où le Mésozoïque est beaucoup plus profondément perturbé qu'ailleurs. Les rapports entre les terrains crétacés et le noyau paléozoïque sont donc particulièrement intéressants : je n'en évoquerai que quelques points ici, l'étude de détail du djebel-Guehhad devant être développée avec une monographie consacrée à la hamada de Tinrhert. Par ailleurs je citerai 1) une note préliminaire que j'ai déjà publiée sur le djebel-Guehhad (1959) (1) ; 2) un rapport, malheureusement inédit, dû à la Société CO.PA.REX (nov. 61) comportant très peu de texte, mais 22 figures dont certaines sont particulièrement expressives.

L'allure structurale des terrains crétacés et paléozoïques est tout à fait singulière. Non seulement les hamadas crétacées gisent sub-horizontalement 100 à 150 m en contrebas des principaux sommets de grès ordoviciens, mais encore des dépôts crétacés toujours horizontaux – au moins en première approximation – pénètrent dans des vallées qui entaillent les grès paléozoïques monoclinaux. L'allure générale évoque donc des dépôts effectués dans une topographie *pré-existante*. Selon les termes du rapport CO.PA.REX cité ci-dessus : "la transgression crétacée, envahissant un pays très arasé, a cerné un djebel-Guehhad émergé depuis l'époque hercynienne dont la topographie était, somme toute, très semblable à celle du massif actuel". Nous allons voir que ce ne sont pas là pourtant les conclusions que j'adopterai.

En fait à cette horizontalité des calcaires crétacés, on s'aperçoit rapidement qu'il faut apporter des correctifs. Quand le contact entre les calcaires et les quartzites paléozoïques est visible, on note que le Crétacé, *à proximité immédiate* du Paléozoïque, est redressé et flexuré (2). Ce fait s'observe avec netteté non seulement dans ces vallées, parfois sinueuses, à Crétacé sub-horizontal, dont j'ai déjà parlé ; mais également autour de noyaux paléozoïques (décamétriques ou kilométriques) qui apparaissent au sein de la hamada crétacée, plus ou moins au large du relief principal du djebel-Guehhad. S'agit-il d'une simple pente de dépôt ou de "mouvements verticaux de tassements" (CO.PA.REX) ? Cela me paraît improbable. Tout d'abord parce que ce Crétacé, penté au contact des grès paléozoïques, est encore le plus souvent très nettement stratifié, parfois presque rubanné. Et ensuite parce que si le Crétacé tend à se cantonner actuellement au fond des vallées, *il paraît probable qu'il a recouvert la plus grande partie du massif que nous voyons émergé*. En effet on note parfois que les flancs de vallées à matériel paléozoïque, qui dominent largement les dépôts crétacés subhorizontaux des fonds de thalwegs, présentent une surface d'allure altérée : surface d'aspect confus, homogène, où la tranche des bancs apparaît mal ou point du tout – alors qu'elle apparaît fort bien à pendage égal dans les zones ré-entaillées par une érosion plus ou moins récente par exemple dans des thalwegs dépourvus de Crétacé. L'ensemble des observations suggère que cet aspect morphologique correspond à la surface de base du Crétacé, actuellement exhumée. Or, on peut difficilement penser qu'il y a pente de dépôt depuis les sommets jusqu'au fond des vallées !

(1) Dans cette publication la carte 1 (page 15) comporte une erreur : le Sud de l'arête faîtière du djebel ne doit pas être attribuée au Crétacé ; elle correspond encore à du matériel paléozoïque.

(2) Cette zone de flexion correspond évidemment à une zone de fragilité où l'érosion s'est exercée préférentiellement. En même temps c'est le pied de l'escarpement des reliefs paléozoïques et les éboulis de quartzite y prennent donc une importance particulière. Aussi, au total, cette zone de contact n'est-elle qu'exceptionnellement exposée.

Source : MNHN, Paris

D'autres phénomènes méritent d'être au moins évoqués. L'un apparaît avec une netteté particulière au périclinal sud du djebel-Guehhad : *les dépôts crétacés se sont indubitablement déposés contre une surface inclinée de matériel paléozoïque.* Les couches successives de Crétacé (correspondant tour à tour au Cénomanien argileux, puis à la base des calcaires cénomano-turoniens) passent latéralement en direction du massif paléozoïque à des conglomérats appliqués contre les bancs paléozoïques. On constate que ces conglomérats emplètent parfaitement la surface du Paléozoïque, sans laisser la moindre possibilité de faille entre l'une et l'autre formations. On observe même, dans le détail, que le ciment des conglomérats – de nature ferrugineuse – revêt chacune des faces des marches d'escalier que constituent, à l'affleurement, les bancs successifs de quartzites ordoviciennes.

Un autre phénomène est également remarquable qui s'observe à l'extrémité des longues arêtes de quartzites paléozoïques, là où elles s'ennoient sous les dépôts crétacés. Les calcaires crétacés, toujours affectés d'une pendage vers la plaine périphérique, encapuchonnent littéralement l'extrémité du doigt de gant que constitue l'arête paléozoïque. Comme les quartzites de cet âge sont purement monoclinales, le refus d'assimiler le pendage du Crétacé à une pente de dépôt conduit à conclure que *le Crétacé est beaucoup plus déformé que ne l'est son substratum ordovicien.* On verra ci-dessous quelle hypothèse peut être émise pour échapper à ce paradoxe.

Enfin il convient de rappeler que ces rapports complexes entre Paléozoïque et Crétacé ne se limitent pas aux seuls Cénomanien et Turonien, mais existent aussi au niveau du Sénonien argilo-gypseux et même du Sénonien carbonaté, non seulement au djebel-Ghehhad (1959), mais également dans le chapelet de reliefs isolés qui prolongent vers le Nord le massif du djebel-Akhal. Le niveau stratigraphique est différent, mais les phénomènes y sont de même nature.

Que peut-on conclure de ces faits du point de vue des déformations et des mouvements d'âge mésozoïque ? L'ensemble des observations faites – dont seules quelques-unes ont pu être évoquées ici en les schématisant beaucoup – ne sont compatibles qu'avec l'existence de trois types de déformation.

1) **Des déformations antérieures au Crétacé moyen** - Celles-ci ont effectivement induit le creusement de vallées où le Crétacé est plus épais et plus complet que sur les flancs ou sur les sommets actuels. Ces mouvements sont également à l'origine du façonnement de surfaces inclinées, moulées et empâtées par les dépôts crétacés. Il me semble probable que ces mouvements ne sont pas hercyniens et que la topographie du djebel-Guehhad ne saurait donc en aucun cas être une topographie hercynienne actuellement exhumée ; mais qu'ils correspondent à des mouvements de l'ensemble du Mésozoïque et surtout du Crétacé inférieur. Mouvements qui seraient responsables de l'importante sédimentation détritique correspondante, qui seraient concomitants du creusement des fosses et du mouvement de blocs prouvés – parce que fossilisés par des sédiments – dans la région d'El-Biod, immédiatement au Nord du Guehhad.

2) **Des déformations contemporaines du Crétacé moyen ou du Crétacé supérieur.** Elles sont suggérées par la localisation verticale étroite des niveaux conglomératiques, par des amincissements spectaculaires qui apparaissent dans l'axe des plis, par l'existence de pendages plus importants dans les couches inférieures que dans les couches plus élevées. Enfin si l'on peut tenter d'expliquer que le Crétacé apparaisse plus plissé que l'Ordovicien qu'il recouvre, c'est, me semble-t-il, seulement par l'hypothèse suivante : un léger mouvement de soulèvement intervenant très tôt après la sédimentation peut expliquer que le matériel crétacé, encore relativement frais et souple, se soit ployé, alors que le vieux matériel paléozoïque, induré, constitué de bancs de grès quartzites massifs, se soit exhaussé rigidement sans se plisser.

3) **Des déformations postérieures au Crétacé.** Elles se manifestent de façon spectaculaire sur le périclinal nord où l'ensemble du Crétacé supérieur est plissé en une magnifique terminaison périclinale longue d'une demi-douzaine de kilomètres, qui constitue la véritable terminaison du vaste anticlinal représenté par le djebel-Guehhad. Les terrains plissés comprennent non seulement les calcaires cénomano-turoniens, qui recouvrent ici directement le Paléozoïque, mais également le Sénonien argilo-gypseux et le Sénonien carbonaté sus-jacent. Si les pendages ne sont que de quelques degrés dans le Sénonien, en position périphérique, ils peuvent être très forts dans le Cénomano-Turonien, devenant même verticaux le long d'une flexure-faille majeure de direction méridienne. Je rappelle que les mêmes plissements intenses, affectant le Crétacé supérieur, ont été découverts immédiatement au Nord du djebel-Guehhad où ils se prolongent sur une quarantaine de kilomètres jusque dans la région des puits d'El-Biod (voir pl. hors texte et texte ci-dessous). J'ai attribué l'essentiel de ces déformations tectoniques au Miocène (1966), mais il est évident que des rejeux tardifs de l'accident nord-sud principal ont eu lieu puisque la couverture mio-pliocène manifeste des indices de perturbation (anomalies de drainage, apparition d'une boutonnière anticlinale affectant le matériel crétacé – paléocène et sa couverture continentale) jusqu'à Hassi-Mouilah-Maatallah (voir carte géologique de la région d'El-Biod, planche hors texte ci-jointe). Dans ces conditions je considère comme une affirmation gratuite et

Source : MNHN, Paris

erronée, l'opinion (1) suivant laquelle "dans cette région ... la morphologie actuelle n'est pas très différente de la morphologie antécrétacée exhumée par l'érosion plio-quaternaire" (A. Bonnet et P. Dubois, 1961). C'est un point sur lequel je reviendrai ci-dessous.

4) CONCLUSIONS.

L'importance de ces mouvements verticaux de blocs, avec les discordances intra-mésozoïques qu'ils ont pu faire apparaître, est donc considérable, au cours de l'ère mésozoïque, sur la plateforme saharienne. Ces mouvements ont été particulièrement vivaces au Crétacé inférieur, dans la région d'El-Biod et du Gassi-Touil par exemple, ou encore au Trias et au Jurassique sur le Tebaga de Médenine et à sa périphérie, et plus discrets au Crétacé moyen-supérieur au Guehhad pour s'en tenir à un exemple tiré des affleurements.

Le contraste est frappant entre ces mouvements de blocs, disséminés sur la plateforme saharienne – bien qu'une partie d'entre eux se concentrent dans le prolongement septentrional d'une ligne majeure des terrains antécambriens de direction méridienne et qui passe à Amguid – et les mouvements très réguliers, de très vaste extension correspondant à une subsidence qui reste homogène sur d'immenses pans de la plateforme saharienne. Il est permis de se demander si deux types de mouvements aussi dissemblables ne prennent pas leur origine dans des phénomènes et des mécanismes également différents.

III. LES DEFORMATIONS POST-MESOZOIQUES

Celles-ci ne seront évoquées que plus rapidement, à la fois parce qu'elles n'intéressent plus directement l'histoire sédimentaire mésozoïque et aussi parce qu'il y a déjà été fait allusion dans le texte ci-dessus.

A. LES PHENOMENES PRIMORDIAUX : L'EXTENSION DU DOMAINE SEDIMENTAIRE ET LA REPARTITION DE LA SUBSIDENCE

Rappelons d'abord qu'au Maestrichtien et à l'Eocène inférieur le domaine sédimentaire tendait à se restreindre par rapport à ce qu'il était aux époques antérieures. Cette évolution *semble* se poursuivre et s'aggraver à l'EOCENE MOYEN (*op. cit.*, fig. 151). En fait les conclusions ici développées sont entachées d'incertitude, parce que ce n'est que bien dubitativement que les gypses et anhydrite surmontant le Maestrichtien – Eocène inférieur dans la région comprise entre Touggourt et Ouargla sont attribués à l'Eocène moyen. Par surcroît, on ignore quelle partie des sédiments détritiques dits "mio-pliocènes" peuvent représenter un équivalent latéral de cet Eocène moyen. Quoiqu'il en soit si l'on se contente d'assimiler la masse gypseuse à l'Eocène moyen, on constate à ce niveau qu'en même temps que le domaine sédimentaire se concentre géographiquement, la valeur de l'enfoncement du tréfonds peut devenir plus importante. Pour une fois dans l'histoire mésozoïque-éocène, les épaisseurs peuvent être plus fortes, localement, sur les confins sahariens qu'en Berbérie proprement dite. Rappelons aussi que la sédimentation détritique, faciès de bordure de l'anhydrite du Bas-Sahara, a envahi une immense partie de la plateforme jusqu'alors domaine des carbonates.

Le phénomène de subsidence concentrée géographiquement, mais accrue verticalement, va se poursuivre et s'aggraver encore, avec le "MIO-PLIOCENE". Tout d'abord cet ensemble – si mal daté puisqu'il peut comprendre du Nummulitique à sa base et qu'il comprend du Quaternaire à son sommet – correspond à une aire amoindrie de la zone subsidente : une nouvelle migration centripète des glacis bordiers de craton du Grand Erg occidental, du Tademaït, du Tinrhert et du Sud-tunisien, concentre la zone affectée d'une subsidence minimale dans un périmètre jalonné par Guerrara, l'oued Mya (2), Hassi-Inifel, Beguira, Hassi-Bel-Guebbour, Rhadamès, El-Borma, etc. Dans ce périmètre les épaisseurs les plus élevées se rassemblent dans la

(1) "Les divergences d'appréciation sur l'ampleur de cette érosion peuvent provenir de ce que le Djebel-Guehhad est situé à la limite du Sahara septentrional où le relief antécrétacé est profondément enfoui sous les sédiments mésozoïques et tertiaires de la subsidence de la fosse saharienne. Cette subsidence a été accompagnée de nombreux rejeux d'accidents dépassant plusieurs centaines de mètres, comme l'ont montré les sondages effectués récemment. Les traits majeurs de la morphologie dans le Sahara septentrional sont plio-quaternaires. Vers le Sud du Sahara central, quelques déformations récentes ont été signalées, mais leur amplitude reste faible. On connaît plusieurs points où le Crétacé repose directement sur le socle (Serouenoul – Sud d'Amguid) ou sur l'Ordovicien. Dans cette région, sur de vastes zones, la morphologie actuelle n'est pas très différente de la morphologie antécrétacée exhumée par l'érosion plio-quaternaire" (A. Bonnet et P. Dubois, 1961, p. 195).

(2) Dans les affleurements crétacés-éocènes d'Hassi-el-Hadjar, certaines crêtes calcaires n'ont pas été submergées par le Mio-Pliocène, mais seulement par un niveau plus ou moins élevé de la dalle "villafranchienne".

Source MNHN, Paris

Fig. XVI.3a. — **Vue panoramique en direction du Nord-Est dans une vallée qui entaille le matériel cambro-ordovicien du Nord du dj. Guehhad** (coordonnées x = 3 ; y = 6 sur la carte 2, *in* 1959). Le Cambro-Ordovicien forme les principaux reliefs du centre de la figure ; le Crétacé, les reliefs moins importants qui apparaissent à l'extrême-gauche, au centre (en position basse) et à l'extrême-droite. Le contact entre Crétacé et Paléozoïque est souligné par un tireté gras. On notera le fait que le Crétacé semble, en plusieurs points, déposé en contrebas des reliefs paléozoïques ; mais, par ailleurs, qu'il apparaît redressé et affecté d'un pendage au contact de ces reliefs ; enfin qu'il est en général très nettement stratifié, ce qui exclut d'interpréter ce pendage comme une simple pente de dépôt. Le Paléozoïque s'avère au contraire pratiquement horizontal : d'où l'impression un peu paradoxale qu'il est moins déformé que le matériel crétacé. On notera pourtant que toute la partie supérieure des reliefs paléozoïques présente une surface d'allure altérée : il doit s'agir d'une surface qui a été recouverte de dépôts crétacés, ceux-ci étant actuellement érodés. La pente de dépôt du Crétacé est d'autant moins plausible que celui-ci a donc recouvert le *relief* paléozoïque depuis le fond des vallées jusqu'aux actuels sommets. A l'extrême-droite la surface de contact du Crétacé et du Paléozoïque présente un conglomérat grossier à éléments de quartzite du Cambro-Ordovicien, évidemment invisible sur la figure.

Source : MNHN, Paris

Fig. XVI.3b. — **Dôme anticlinal à l'Ouest du Dj. Guehhad** : le relief ici représenté (une quinzaine de mètres de haut, sur moins de 100 m de diamètre) représente un dôme à matériel cambro-ordovicien, ceinturé d'une couverture de calcaires et dolomies crétacés ployés en un anticlinal à peu près parfaitement circulaire. Si l'on veut continuer à considérer que le Crétacé s'est déposé dans une topographie intégralement hercynienne au cœur du massif, on est obligé de reconnaître ici que le Crétacé a été au contraire intégralement déformé après son dépôt. Il serait singulier que les déformations aient eu ainsi leur amplitude maximale à l'extérieur de l'axe de l'anticlinal principal.

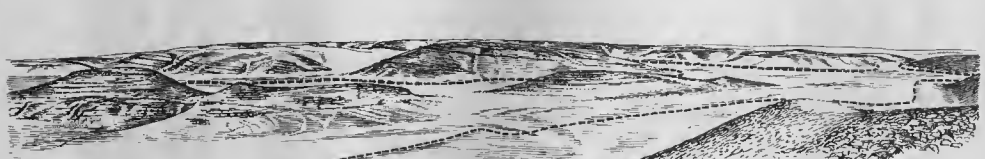


Fig. XVI.3c. — **La grande vallée représentée ici entame le cœur du dj. Guehhad.** Elle est située autour du point, x = 4,5 ; y = 5 sur la carte 3 (1959). Tandis que les reliefs qui enserrent cette vallée sont intégralement paléozoïques, les collines que l'on observe dans l'axe de la vallée principale et la plus grande partie des formations qui tapissent le fond de ces mêmes vallées consistent en carbonates crétacés. Le mode de gisement du Crétacé — apparemment en contrebas des reliefs paléozoïques — est ici d'autant plus surprenant que ce système emplit toutes les vallées de la région, si sinueuses qu'elles soient. En plus le Crétacé des collines axiales apparaît remarquablement horizontal. Il semble qu'il faille admettre ici que ces vallées ont été ébauchées avant le dépôt des carbonates du Crétacé moyen — non pas au cours d'une phase hercynienne, mais peut-être à la suite de surrections du Crétacé inférieur —, ce qui explique que le Crétacé y soit au moins plus épais que sur les bordures ; mais il est à peu près certain par ailleurs qu'il y a eu mouvement d'exhaussement des reliefs, probablement à peu près contemporain de la sédimentation ; mouvement que le matériel crétacé, alors plus souple que le Paléozoïque, n'a pas suivi entièrement.

Source : MNHN, Paris

partie centrale et sud-occidentale du Grand Erg oriental ; les valeurs maximales coïncidant, un peu paradoxalement, avec une partie de ce qu'était le haut d'El-Biod (région d'Aa. 1, Al. 1). Deux fosses secondaires se dessinent l'une au Nord d'Hassi-Messaoud, l'autre sur les confins tunisiens dans la région d'El-Gounna – ZB. 1 – To. 1.

Mais les faits les plus intéressants se déroulent **en dehors de ce périmètre** et plus au Nord. En effet cette subsidence faible et surtout cantonnée au Grand Erg oriental, qui vient d'être décrite, est insignifiante, comparée à celle qui joue alors dans la fosse sud-aurasienne : le "Mio-Pliocène" dépasse 1 300 m à El-Feidh et

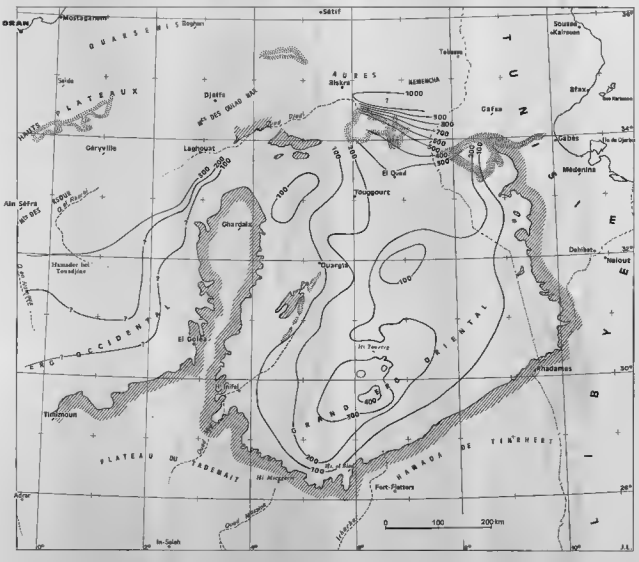


Fig. XVI.4. – Carte schématique en isopaques du "Mio-Pliocène" saharien : la formation considérée débute au toit des derniers calcaires ou gypses ou anhydrite crétacés ou éocènes, elle peut donc comprendre du Nummulitique sous faciès détritique et également, au dessus, du Mio-Pliocène vrai et du Quaternaire. L'équidistance des courbes est de 100 m ; en hachure les zones d'affleurements des terrains antérieurs au Mio-Pliocène. On remarquera les épaisseurs relativement faibles du domaine saharien proprement dit ; les maxima implantés un peu paradoxalement sur la zone du Gassi-Touil, à tendance ascendante ou au moins résistante dans les termes antérieurs ; les valeurs exceptionnellement fortes qui se concentrent dans la fosse sud-aurasienne.
La coïncidence entre ces accumulations de matériel mio-pliocène et la situation des deux grands ergs (occidental et oriental) soulignent assez que les seconds proviennent du vannage et du remaniement superficiel des premières. Par ailleurs à l'Est du Mzab, le "Mio-Pliocène" qui a nourri l'erg, est en concordance de sédimentation avec l'ensemble des couches antérieures du bassin : le Grand Erg oriental est en *position synclinale*. Au contraire à l'Ouest du Mzab (craton du Grand Erg occidental) le matériel mio-pliocène est superposé à des terrains anciens (Jurassique et Crétacé inférieur), exhaussés et plus ou moins érodés : le Grand Erg occidental, nourri à partir de ce matériel mio-pliocène, est donc comme ce matériel en *position anticlinale*.

Source : MNHN, Paris

à Zeribet-el-Oued (A. Cornet, N. Gouskov et C. Pinard, 1959), épaisseur sans commune mesure avec celles qui ont été notées sur la plateforme saharienne. *Plus que jamais le mouvement d'enfoncement du tréfonds s'est amplifié et aggravé tout en se concentrant et en se localisant.*

Ainsi le cycle sédimentaire post-paléozoïque qui a débuté avec la fosse permienne du Tebaga, s'est étendu – en devenant homogène – à une immense partie de la plateforme saharienne, pour se restreindre finalement, en se creusant beaucoup, à cette fosse sud-aurasienne qui jouxte le massif montagneux le plus élevé de l'Algérie atlasique.

En dehors de cette répartition de la subsidence, il est fondamental de considérer la POSITION, CONCORDANTE OU DISCORDANTE, DU MIO-PLIOCENE PAR RAPPORT AUX SERIES SOUS-JACENTES. Deux domaines profondément différents doivent être distingués :

1) **Le domaine relativement subsident**, le *bassin* pourrait-on dire, est caractérisé par un "Mio-Pliocène" concordant sur les terrains antérieurs. Le fait, qui n'a sans doute jamais été affirmé, ressort de l'examen de très nombreuses coupes et se trouve établi grâce à l'existence d'une passée calcaire, assez constante, au sein de ce "Mio-Pliocène". En comparant cette passée calcaire à un des horizons sommitaux de la série maestrichtienne – éocène, on constate qu'il y a non point parallélisme absolu, mais que la portion de coupe comprise entre ces deux marqueurs s'étend et se poursuit sur un très vaste domaine : ce qui suffit à exclure l'existence d'une *discordance* entre ces deux termes – qui supposerait soit le rabotage de la série sous-jacente, soit le biseautage progressif de la série sus-jacente (étalement progressif), soit les deux. Certes cette concordance souffre des exceptions locales, mais elle constitue le fait statistiquement le plus représentatif (1). Oès lors, soulignons-le, il y a concordance depuis les premiers dépôts triasiques jusqu'aux couchés quaternaires et aux amas dunaires : disposition assez insolite à la surface de la planète.

Rappelons enfin que la même observation a été faite depuis déjà longtemps dans la gouttière sud-atlasique qui doit également s'apparenter à un domaine de bassin. R. Laffitte (1939a, p. 144) a en effet signalé, d'après des observations de G.B.M. Flamand : "Par là, on arrive aux environs de Brezina où, à la bordure des anciennes chaînes plissées dans lesquelles le Mio-Pliocène est discordant sur tous les terrains antérieurs jusqu'au Jurassique, se trouve un synclinal et un anticlinal sur les flancs desquels le Mio-Pliocène est plissé en concordance avec des couches plus anciennes".

2) **Le domaine non subsident**, domaine de craton, où le Mio-Pliocène quand il existe est au contraire pelliculaire, est caractérisé par la discordance de ce Mio-Pliocène sur les terrains antérieurs. J'ai déjà évoqué le fait à propos de la boutonnière crétacée-éocène d'Hassi-el-Hadjar où le Mio-Pliocène n'a enseveli qu'une partie de certaines cuestas, les reliefs sommitaux n'ayant été ennoyés que par la dalle villafranchienne. Mais le phénomène se vérifie à une échelle beaucoup plus grande. En effet le Mio-Pliocène en direction de l'Ouest s'est successivement déposé sur des termes de plus en plus anciens du Crétacé, du Jurassique et même du Paléozoïque (confins du bassin de Béchar).

Il n'est pas d'ailleurs sans intérêt de considérer *la nature de ce substratum* des séries du Mio-Pliocène. Du Bas-Sahara aux régions périphériques, et en particulier aux régions occidentales, on a successivement : de l'Eocène moyen ou inférieur – concordant sous le Mio-Pliocène –, puis du Crétacé supérieur (vers le Mzab), du Crétacé inférieur et du Jurassique (sous le Grand Erg occidental). Le phénomène qui me paraît remarquable est le suivant : l'âge de ce substratum du "Mio-Pliocène" est identique à celui des terrains dominants dans les affleurements de même longitude dans les régions voisines de Berbérie. C'est ainsi que dans les Nemenchas il y a beaucoup d'Eocène – comme sous le Mio-Pliocène du Bas-Sahara – ; dans l'Aurès et les Ouled-Naïl, le Crétacé supérieur domine – homologue de la zone qui s'étend jusqu'à la dorsale du Mzab ; puis dans le reste de l'Atlas saharien successivement le Crétacé inférieur puis le Jurassique sont dominants, homologues de la zone du Grand Erg occidental. Nouveau rapprochement et nouvelle analogie entre le domaine saharien et celui de la Berbérie.

B. LES PHENOMENES SECONDAIRES : STRUCTURES ET PLISSEMENTS LOCAUX, FAILLES ET FLEXURES

1) PHENOMENES APPARAISSANT SUR LES AFFLEUREMENTS MESOZOIQUES

Je ne ferai que citer un certain nombre de manifestations dont la description précise trouvera naturellement sa place dans la description régionale correspondante (description du Tinrhert, à paraître).

(1) Il n'est donc pas possible de souscrire à l'opinion de J. Claret et C. Tempère (1967) qui écrivent, à propos du Gassi-Touil : "La discordance qui les sépare (Crétacé supérieur et Eocène inférieur d'une part, Mio-Pliocène d'autre part) peut-être corrélée avec la discordance principale du domaine orogénique plus septentrional de l'Atlas saharien : elle correspondrait donc à une phase tectonique lutétienne".

Source : MNHN, Paris

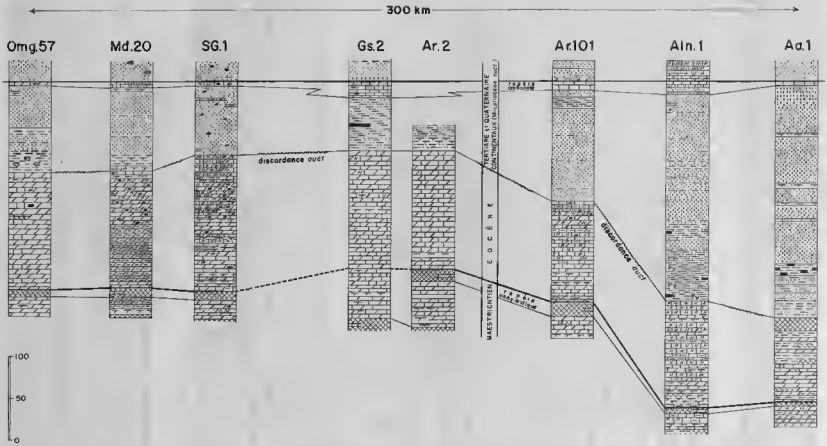


Fig. XVI.5. – Rapports entre la série crétacée-éocène, dessous, et la série du Tertiaire et Quaternaire continentaux (Mio-Pliocène auctorum), dessus. Tous les auteurs ont considéré que le Mio-Pliocène était discordant sur les séries sous-jacentes. En fait ces rapports méritaient d'être ré-examinés, en particulier sous le Grand Erg oriental. D'une part le plus souvent la série carbonatée-éocène n'est pas érodée – du moins pas complètement –, ce qui exclut une transgression discordante ; d'autre part la comparaison entre un niveau-repère du Maestrichtien-Eocène (en l'occurrence le repère anhydrite qui sépare conventionnellement le Maestrichtien et l'Eocène) et un niveau-repère – carbonaté – intercalé dans le "Tertiaire-Quaternaire continentaux" montre qu'il n'y a pas de discordance d'étalement progressif du terme supérieur : les deux niveaux-repères ne sont pas rigoureusement parallèles, mais leur évolution n'est pas celle que l'on attendrait de séries séparées par une discordance importante. Je crois même que l'on peut aller plus loin et émettre l'hypothèse qu'il y a vraisemblablement passage progressif verticalement et, aussi, passage latéralement entre ces deux séries, carbonatées et détritiques.

Source : MNHN, Paris

a) LES PLISSEMENTS DE LA REGION D'EL-BIOD.

Les plissements de la région d'El-Biod prolongent vers le Nord le vaste massif anticlinal du Guehhad et s'étendent jusqu'à proximité des puits d'El-Biod proprement dits, soit sur une quarantaine de kilomètres. La planche hors-texte (ci-jointe), intitulée "carte géologique de la région d'El-Biod (Hamada de Tinrhert – Sahara algérien)" – à l'échelle du 1/70 000 environ – fournit une image de l'ensemble de cette région. De nombreuses structures, synclinales et anticlinales, affectent ces zones de part et d'autre d'un accident principal qui prolonge la faille axiale majeure du Guehhad et qui se poursuit vers le Nord au-delà d'El-Biod dans les atterrissements : il s'agit donc de structures "flanquantes". Les pendages atteignent couramment 30 à 60°, et l'importance de ces déformations apparaît clairement sur une carte structurale du Cénomanien supérieur que j'ai publiée par ailleurs (1966, p. 37). La localisation de la zone tectonisée est très étroite : à quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres seulement de l'accident principal, la surface cartographiée se présente à nouveau comme un monoclinal à peine incliné. Enfin il est particulièrement important de considérer quels sont les terrains qui sont affectés par ces plissements. Les terrains immédiatement antérieurs au Cénomano-Turonien n'affleurent pas, mais ils ne peuvent avoir échappé aux forces qui ont ployé leur couverture. Tout le Crétacé supérieur, jusqu'au Maestrichtien compris, est également plissé. Paléocène et Eocène inférieur sont absents de cette bande de terrain, ce qui en confirme le rôle de zone haute au cours de cette sédimentation. Enfin et surtout les recouvrements de Continental terminal qui reposent ici sur le Maestrichtien en concordance locale, sont plissés et faillés solidairement avec les terrains crétacés. Ces couches continentales devant être rapportées ici au Nummulitique (Oligocène inférieur ou peut-être Eocène supérieur, cf. G. Busson et L. Grambast, 1966), il s'agit donc de déformations postérieures au Nummulitique. Par comparaison avec les observations faites dans le domaine atlasique, il est vraisemblable qu'il s'agit là de mouvements d'âge miocène (1). Je rappelle que cette attribution n'exclut pas la possibilité de rejeux plus tardifs qui seraient responsables des anomalies apparaissant plus au Nord – entre El-Biod et Hassi-Moulah–Maatallah – à la surface du Continental terminal, c'est-à-dire dans des terrains qui sont vraisemblablement très récents.

Un problème reste en suspens, c'est celui de l'âge des structures anticlinales faillées de Zarzaïtine et de la Reculée, qui toutes deux affectent les grès triasiques : il ne me semble pas possible de déterminer dans quelle mesure les mouvements verticaux qui sont responsables de ces déformations, sont d'âge mésozoïque (Crétacé inférieur) ou plus tardifs (Miocène ?). Quant aux anticlinaux du Tademaït occidental (celui d'OK. 1 en particulier) qui se dessinent dans les terrains du Crétacé supérieur, ils correspondent certainement à des mouvements tertiaires – ou du moins leur dernier rejeu serait d'âge tertiaire.

b) LES FLEXURES ET LES FAILLES.

1) AVEC STRUCTURES FLANQUANTES. Il s'agit de manifestations de même nature que la faille d'El-Biod, quoique les plissements y revêtent moins d'ampleur. Les plus remarquables se présentent au Tinrhert occidental sur la feuille au 200 000e *Tilmas-el-Mra* (feuille au 500 000e *Amguid)* et immédiatement au Nord, sur le 200 000e *El-Biod* (feuille au 500 000e *Hassi-Inifel*). Il s'agit d'un faisceau d'accidents de direction subméridienne, qui s'étalent sur une quinzaine de kilomètres de large dans le Sud, dans la région de Daïet-Djerdjir. Le plus occidental qui décale d'une cinquantaine de mètres la dalle du Cénomanien supérieur à la latitude de la grande cuesta méridionale, a induit un peu plus au Nord un anticlinal à cœur de Cénomanien argilo-gypseux ; puis il franchit l'oued-Melah, se poursuit sur les plateaux sénoniens calcaires où il s'accompagne d'un nouvel anticlinal (feuille *El-Biod*) où réapparaissent du Sénonien argilo-gypseux, du Turonien et du Cénomanien. Le même accident se prolonge encore plus au Nord décalant les cuestas éocènes et affectant même le continental terminal. Au total cette faille – dont la continuité n'est d'ailleurs pas absolue – se suit parfaitement sur plus de 120 kilomètres. D'autres accidents issus de ce même faisceau fracturent les hamadas crétacées et longent l'un le djebel-Akhal, l'autre les massifs paléozoïques qui apparaissent au sein du Sénonien à l'entrée des gorges de l'oued-Melah, etc.

2) SANS STRUCTURE FLANQUANTE. Je ne ferai qu'évoquer les nombreux accidents que j'ai cartographiés par ailleurs et dont les principaux ont été reproduits sur la "carte geologique du bassin mésozoïque du Sahara algéro-tunisien" au 2 000 000e. Rappelons dans le Sud-tunisien la grande faille du

(1) Les Services géologiques de C.F.P. (A) et S.N.R.E.P.A.L. (1963, p. 47) font allusion à une phase post-éocène moyen à propos, en particulier, des phénomènes apparaissant dans la région d'Hassi-El-Hadjar : "L'une des directions les plus anciennement connues au Sahara avait été relevée dans des études de terrain effectuées dès 1950 par la S.N. R.E.P.A.L. sur les affleurements crétacés de la région de Hassi-el-Hadjar". L'étude de terrain que j'ai faite de cette région en 1959 en compagnie de géologues de la Compagnie des Pétroles France-Afrique (C.O.P.E.F.A.) n'a pas confirmé la structure anticlinale des reliefs allongés et sinueux des affleurements d'Hassi-el-Hadjar. Il semble au contraire s'agir de fronts de cuestas plus ou moins modifiés et altérés à la faveur d'un recouvrement de Continental terminal, dont ils n'auraient été que récemment exhumés.

Source : MNHN, Paris

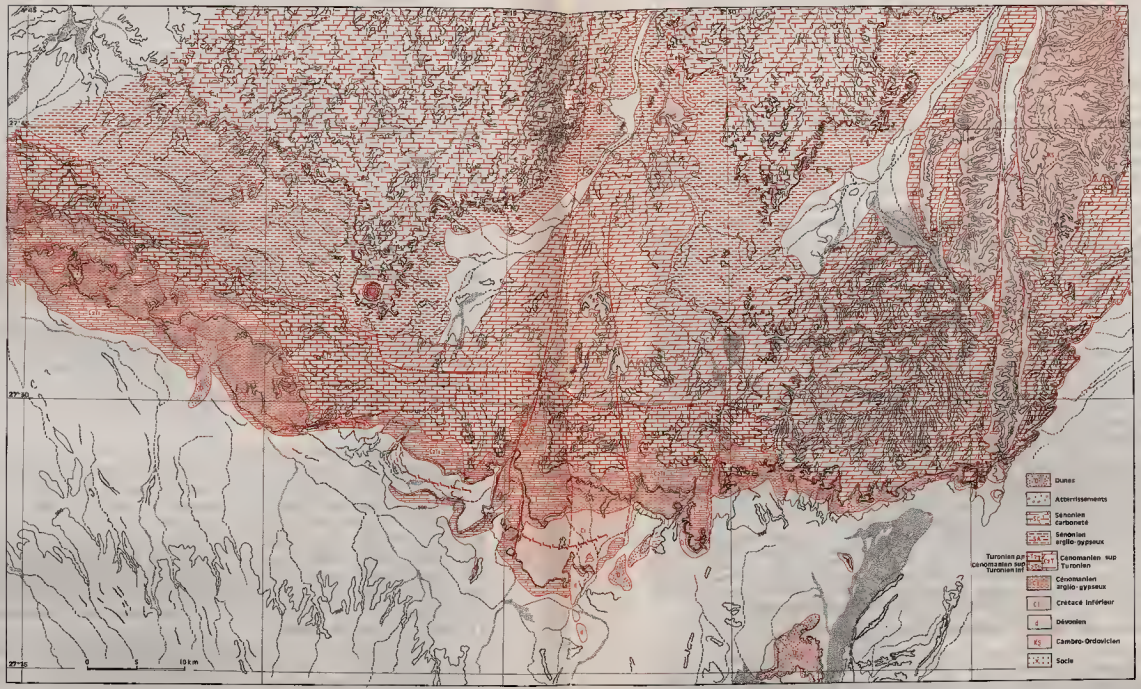


Fig. XVI.6. — Carte géologique du Tinrhert occidental (partie méridionale).

Source : MNHN, Paris

Nord-Est du Tebaga – dans un domaine déjà péri-saharien – et l'accident de l'oued Brega : faille à coup sûr en profondeur (1967, fig. 18), flexure plutôt en surface. Rappelons surtout celle du Tinrhert oriental (1964), cartographiée en failles peut-être indûment – ou pour exprimer leur importance profonde, mais correspondant plutôt, en surface, á des flexures – : grand accident allant Djoua (près de Tell Zenani) jusqu'á l'oued Tamendjelt (près de Zemlet-el-Medarba), parfaitement individualisé sur plus de 100 km ; flexure de l'Est de Mazoula, illustrée ici même (pl. photo. II) pour son caractère remarquablement spectaculaire ; faisceau d'accidents au Sud-Sud-Ouest d'Hassi-Bel-Guebbour ; etc.

c) LES DEFORMATIONS D'INTERPRETATION DIFFICILE.

Il s'agit encore lá de manifestations que je ne ferai que citer pour rendre ce petit inventaire non point exhaustif quant aux déformations, mais assez complet quant aux principaux types de déformation.

1) La flexure sud-hamadienne,

Il s'agit d'un phénoméne remarquable que j'exclus á dessein du paragraphe des "flexures et des failles", du fait de sa localisation très particuliére. Au Sud du Tinrhert occidental, entre la latitude de Daïet-Djerdjir et celle de l'Erg-er-Reh (feuille au 200.000e *Tilmas-el-Mra* et *Aguemmour)*, la dalle cénomanienne émerge très lentement des régions septentrionales, se dégageant de sa couverture stratigraphique et finit sur une belle cuesta dont le revers fait face au Sud. Le pendage régional qui assure cette émersion est de l'ordre de 5 m par kilomètre. Or, plus au Sud encore, on retrouve le plus souvent cette dalle cénomanienne ; mais 1) elle est alors située en contrebas de la dalle formant cuesta ; 2) elle est affectée d'un pendage de secteur sud et non plus de secteur nord. Entre la cuesta á trés léger pendage nord régional (de l'ordre de 5 millièmes) et cette dalle pendant au Sud, il y a passage d'une flexure. Le plus souvent on ne peut la situer que dans la boutonniére – á matériel de Cénomanien argileux, voire de grès du Crétacé inférieur et surtout d'alluvions récentes – qui sépare les deux dalles á pendage opposé. Dans quelques cas exceptionnels (en particulier en x = 703 ; y = 3041, feuille *Tilmas-el-Mra)* on la saisit sur le vif, la dalle cénomanienne n'ayant pas été érodée, ou á peine, dans la zone flexurée : on s'aperçoit alors que le renversement de pendages est quasi instantané, se faisant sur quelques mètres. Ajoutons que certe flexure se localise *toujours* le long de la cuesta cénomanienne dont elle épouse – ou commande – les sinuosités ; et en outre qu'elle coïncide avec la disparition des gypses dans les argiles sous-jacentes á la dalle calcaire.

On conçoit qu'une telle flexure ne relève pas des mêmes phénoménes que les accidents décrits ci-dessus, créés par des forces profondes et, de ce fait, localisés indépendamment des ensembles stratigraphiques superficiels. J'émets donc l'hypothése que cette anomalie de pendages doit être mise en relation avec le biseautage des argiles cénomaniennes et en particulier avec la disparition des gypses qui prend place quelques kilométres en aval-pendage par rapport á la disparition des argiles.

Cette observation me permet d'émettre une hypothèse interprétative sur la *flexure,* trés sinueuse, longue de prés de 200 km, *qui affecte les terrains éocénes et sénoniens, entre Hassi-Inifel et le djebel-el-Abiod* (au Sud de l'oued-Aouleggui), *flexure dite de Dalaa-el-Barha* sur la carte au 500 000e de la C.P.A., dite *Photogeological Map Hassi-Inifel – Fort Flatters :* hypothése encore plus dubitative que la précédente puisque je n'ai pas eu l'occasion d'étudier cette flexure sur le terrain et que la seule connaissance que j'en ai résulte de l'examen de cette carte. Etant donné l'existence de couches salifères encore épaisses sous la corne sud-ouest du Grand Erg oriental, c'est-á-dire á l'Est de la flexure, étant donné leur absence complète aux affleurements du Tademaït, c'est-á-dire á l'Ouest de la flexure, on peut penser qu'il y a un lien entre cet accident et la disparition des couches salifères. Ou plus précisément que cet accident coïnciderait avec des effondrements á mettre en relation avec la dissolution des couches salifères, là oú celles-ci se trouvent encore sous une couverture d'épaisseur minimale, c'est-á-dire au plus prés de leur limite de biseautage stratigraphique.

2) La structure concentrique de Tin-Bidder (Tinrhert occidental, feuille Tilmas-el-Mra) (pl. VII).

Cette structure extraordinaire est apparue pour la première fois dans la littérature géologique sur la carte de la C.P.A. déjá citée ci-dessus. La seule interprétation structurale, accompagnée d'un texte, qui en ait été donnée, est due á J. Guillemot (1962) (voir également Th. Monod 1965). D'aprés Guillemot : " . . .autour du noyau central, se développent deux séries de plis annulaires rappelant curieusement les trains d'onde progressivement amortis que provoque la chute d'une pierre dans l'eau". La rapide étude de terrain que j'ai consacrée á Tin-Bidder n'a pas confirmé entiérement la disposition décrite par J. Guillemot.

En fait la zone centrale de Tin-Bidder correspond á un anticlinal á peu prés parfaitement circulaire – quoique les couches, dans le détail, soient singuliérement disloquées –, comprenant des grès du Crétacé inférieur au cœur (très en contre-haut de ceux qui apparaissent en position normale au Sud-Est et, *a fortiori,* très en contre-haut par rapport á l'altitude que leur assigne en ce point le pendage régional), puis une auréole

Source MNHN, Paris

d'argiles cénomaniennes, puis les calcaires cénomano-turoniens, les argiles sénoniennes, enfin la cuesta des carbonates sénoniens. Cette zone centrale mesure un peu plus de 2 km de diamètre.

Autour de cette zone centrale, la disposition structurale se complique beaucoup : même s'il y a apparence d'axes anticlinaux et synclinaux circulaires, sinon annulaires, l'essentiel ne se trouve pas là. En fait l'anneau périphérique essentiellement constitué de Sénonien carbonaté, sur une largeur d'un peu plus d'un kilomètre, se trouve caractérisé par des bouleversements extrêmement intenses, ayant supprimé la continuité des couches, responsables de variations très rapides des pendages et décourageant pratiquement toute cartographie. Toutefois *dans la bande la plus externe de cet anneau périphérique*, les couches reprennent une certaine continuité et l'on y observe, avec surprise, la présence assez constante de *mouvements de charriage* dont l'amplitude horizontale peut atteindre plusieurs centaines de mètres. C'est ainsi qu'une certaine succession de couches, affectée d'un pendage en général relativement léger, repose sur la tranche des couches de la même succession. Et une étude banc par banc des coupes permet d'affirmer sans risque d'erreur que les deux séries sont exactement les mêmes. En outre, si l'on suit la série inférieure – ou du moins la partie de la série inférieure non rabotée par la série supérieure –, on constate qu'en position plus périphérique encore elle repasse rapidement, en quelques centaines de mètres, aux plateaux sahariens classiques, avec un pendage largement inférieur à un degré.

Fig. XVI.7. – Schéma de la face nord-ouest d'un éperon situé au Sud-Ouest de Tin-Bidder. Les couches dessinées correspondent à une partie du Sénonien carbonaté. Structuralement, il s'agit d'une zone en position périphérique où les charriages sont de règle. On distingue nettement une série inférieure, affectée d'un pendage assez important, tronquée par une surface quasiment horizontale. Au-dessus de cette surface horizontale, s'étend une série également subhorizontale, dont les *bancs* sont identiques à une partie de la succession de la série inférieure : ce qui établit le caractère charrié de cette série supérieure.

Je n'ai pas d'hypothèse à proposer sur la genèse de la structure de Tin-Bidder. Aucune évaporite n'existe à sa verticale susceptible d'en rendre compte sous forme d'un diapir. La disposition architecturale ne semble pas correspondre à ce qu'aurait pu créer l'impact d'un météorite – ainsi qu'a bien voulu me le confirmer M.R. Dietz à qui j'ai présenté tous les documents en ma possession pour une description de Tin-Bidder. Aucun débris de roche volcanique ne vient étayer, pour l'instant, l'hypothèse d'une explosion volcanique. Faut-il donc inscrire Tin-Bidder dans la catégorie assez énigmatique des *"structures crypto-volcaniques"* ?

Source : MNHN, Paris

Fig. XVI.8. — Schéma de la face sud-est du même éperon, montrant également la série inférieure et la série supérieure séparées par un plan de charriage.

Source : MNHN, Paris

3) Les structures circulaires de type Tesselit (pl. VIII).

J'ai choisi le type dans la Garet-Tesselit (feuille au 200 000e *Ohanet)*, à une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest d'Ohanet, à la fois parce qu'elle est structuralement caractéristique et en outre pour son nom : *Tesselit* désigne en effet au Sahara des reliefs arrondis, en forme de bosse très régulière – en particulier en pays cristallin – et ce terme s'applique fort bien à ce type de structure, d'autant plus que la patine noirâtre qui affecte les calcaires crétacés renforce les analogies avec les "tesselit" cristallines du Sahara central ou méridional.

La Garet-Tesselit consiste en un anticlinal long de 750 m, large de 500, de forme ovale à peu près parfaite – vu d'au-dessus. Il domine d'une cinquantaine de mètres un plateau crétacé, très plat, pratiquement horizontal (pendage régional de 5 à 6 millièmes, imperceptible localement). Sur les flancs de la garet, les pendages atteignent 18 à 20°, la partie centrale et sommitale est à peu près parfaitement horizontale. Enfin le plateau d'une part, les flancs et le sommet de la Garet d'autre part, sont constitués des mêmes calcaires du Cénomanien supérieur – Turonien inférieur. Une reconnaissance de cette structure – peut-être insuffisante – ne m'a pas permis de trouver, dans les ravins qui l'entaillent, d'affleurements des argiles à gypse sous-jacentes.

Il est évident qu'un tel anticlinal, aussi parfait, aussi nettement circonscrit, aussi petit, dans un pays aussi extraordinairement plat, constitue une anomalie, sinon même un mystère. Le mystère s'épaissit du fait que cette structure n'est pas unique.

L'autre exemple que je peux en citer apparaît dans la région de *Mazoula*, en x = 384 ; y = 3142,5 (feuille *Hassi-Tabankort)*. L'anticlinal est ici parfaitement circulaire et mesure de 300 à 350 m de diamètre. Le relief auquel il donne lieu domine le plateau de 20 à 30 m environ. La disposition structurale est analogue à celle de Garet-Tesselit : plateau – également cénomano-turonien – très plat et sub-horizontal, à la surface duquel les couches se redressent brutalement, avec un pendage de l'ordre de 20°, pour former un anticlinal circulaire dont le sommet est à peu près parfaitement horizontal. Dans la même région il semble qu'il existe l'ébauche d'autres structures analogues. Mais aucune interprétation n'a pu être entrevue sur l'origine et la genèse de pareilles structures.

2) PHENOMENES APPARAISSANT DANS LE CONTINENTAL TERMINAL.

Ce sont des manifestations intéressantes de déformations tectoniques récentes, mais que je n'ai que peu étudiées à la fois parce qu'elles ne concernaient pas l'histoire sédimentaire mésozoïque et parce qu'elles ne s'observaient pas sur les affleurements mésozoïques que j'examinais primordialement. R. Karpoff a cité différentes observations de telles manifestations et je renvoie donc aux publications de cet auteur (1952, 1953). Je rappellerai néanmoins qu'un certain nombre d'accidents qui traversent les terrains mésozoïques du Tinrhert se poursuivent au-delà de la limite de ces terrains et peuvent se suivre à la surface du Continental terminal ainsi de l'accident allant du Guehhad à El-Biod, qui se prolonge jusqu'à Hassi-Moullah – Maatallah, ou de l'accident occidental du faisceau de Daïet-Djerdjir. En outre je signalerai un accident extrêmement intéressant qui a rejoué dans le Quaternaire sur la rive occidentale de l'Oued-Mya, à la latitude de Qd. I. Cette déformation montre localement un enfoncement récent de la vallée de l'Oued-Mya, qui me semble devoir être mis en rapport avec la subsidence qui à plusieurs époques du Mésozoïque s'est développée préférentiellement dans cette zone d'orientation à peu près méridienne.

IV. LE BILAN DE CES DEFORMATIONS : LES CARTES STRUCTURALES (1)

A) LA CARTE STRUCTURALE D'UN NIVEAU DU CENOMANIEN SUPERIEUR (*op. cit.*, pl. 6).

Un bilan précis et généralisé des déformations post-mésozoïques dont il vient d'être question, réclamerait une carte structurale du toit du Mésozoïque – ou de l'Eocène inférieur qui se rattache à tous les points de vue au *cycle* mésozoïque – Mais une telle carte ne peut être dressée que dans un secteur assez restreint. J'ai préféré établir une carte structurale du Cénomanien (*op. cit.* pl. 6), plus précisément du passage du Cénomanien argileux au Cénomanien supérieur carbonaté, car on peut étendre une telle carte à une immense partie de la plateforme saharienne. En contrepartie les déformations qu'elle met en évidence – en partant du principe que je considère comme valable, que cette sédimentation s'est opérée à une cote voisine de

(1) Je ne répéterai pas ici les nombreuses considérations sur l'*élaboration* de ces cartes structurales que j'ai développées par ailleurs (*op. cit.* p. 26, 27 et surtout 28, 29).

Source : MNHN, Paris

la cote 0 – résultent de la somme des mouvements de subsidence d'âge turonien, sénonien et éocène et des mouvements post-mésozoïques. Cet inconvénient est limité par le fait que dans une partie du domaine considéré au moins, en particulier dans la fosse du Bas-Sahara et à sa périphérie, les premiers sont moins importants que les seconds.

Je me propose seulement d'exposer quelques points capitaux mis en évidence par cette carte. Tout d'abord il faut souligner le contraste extrême qui oppose la plateforme saharienne et la Berbérie, deux mondes structuraux profondément différents. Sur la plateforme saharienne, j'évoquerai la régularité assez extraordinaire des glacis (glacis du Mzab, du Tinrhert, du Sud-tunisien) : le Cénomanien pend de 5 à 10 millièmes dans ces immenses zones de raccord qui s'intercalent entre le bassin encore subsident et les cratons périphériques déjà en voie d'exhaussement. Parmi ces cratons, celui qui s'observe le mieux sur cette carte est le craton du Grand Erg occidental, parce que cerné sur trois de ses côtés de matériel cénomanien encore préservé. On peut ainsi juger de son ampleur (de l'ordre de 300 sur 500 km) et l'on voit que l'anticlinal d'Hassi-R'mel en constitue l'éperon terminal. Malgré la petitesse de l'échelle, la zone de djebel-Akhal – djebel-Guehhad – El-Biod apparaît dans sa complexité, en prolongement septentrional immédiat de la région d'Amguid.

Le cœur du bassin est occupé par une aire relativement subsidente qui coïncide avec la plus grande partie du Grand Erg oriental. C'est une aire extrêmement complexe à la fois quant à sa forme (bassin du Grand Erg, grand synclinal méridien, faîte de Fort-Lallemand, terrasse d'Hassi-Bedda, etc.) et quand à l'âge de son élaboration, la subsidence sénonienne pouvant l'emporter localement ici sur l'enfoncement post-mésozoïque. Enfin je ne ferai qu'une allusion à ces zones complexes disséminées, correspondant peut-être à des mouvements de blocs, dont la structure d'Hn. 2, celle de Rhourde-Nouss, du Borma, etc. ; structures dont le dessin totalement schématique a toutes chances de n'avoir aucun rapport avec la réalité telle qu'ont pu la révéler les puits d'exploitation ou les travaux sismiques. Mais c'est dans la partie nord-est du bassin que l'enfoncement a pris sa valeur maximale : dans cette fosse sud-aurasienne où les terrains cénomaniens peuvent se trouver enfouis à plus de 3 000 m sous le niveau de la mer.

Ainsi grâce à l'immensité du bassin saharien, grâce au rôle particulier de cette fosse sud-aurasienne, même les terrains du Crétacé supérieur qui paraissent si désespérément horizontaux sur les hamades du Mzab, du Tademaït, du Tinrhert ou du Sud-tunisien, présentent en fait une variété altimétrique considérable : ils arrivent en effet à passer d'une profondeur supérieure à – 3000 m dans cet ombilic terminal du Sud de l'Aurès, à des altitudes supérieures à 700 m à Hassi-R'mel, dans les Irarrarene, au Tinrhert oriental (Alrar), sur le Tebaga de Médenine, etc. Seule une vue synthétique des œuvres de la nature permet d'en apprécier l'ampleur.

B) LA CARTE STRUCTURALE DU SUBSTRATUM DES TERRAINS MESOZOIQUES (*op. cit.* pl. 4).

Cette carte devrait permettre de faire le bilan des mouvements principaux – mésozoïques et post-mésozoïques – qui ont affecté le bassin, en fournissant un enregistrement de la somme algébrique de tous les déplacements verticaux qui se sont exercés. En fait le résultat est faussé parce que la *surface considérée est très largement polygénique :* d'âge antétriasique là où elle a été ensevelie sous du Trias qui l'a fossilisée, elle est d'élaboration très nettement postérieure là où elle n'est recouverte que par des sédiments tardifs (crétacés par exemple) ; dans ce dernier cas la position de la surface antétriasique reste évidemment complètement inconnue. C'est avec ses imperfections qu'il nous faut essayer de tirer parti de ce document.

Les glacis du Mzab, du Tinrhert et du Sud-tunisien apparaissent encore plus immenses, s'étalant sur plusieurs centaines de kilomètres, avec des pentes relativement régulières allant environ de 10 à 15 millièmes. La zone du Guehhad-El-Biod se prolonge vers le Nord par une immense bande de terrain de direction méridienne qui s'étend au moins jusqu'à la latitude de Fort-Lallemand et qui a dû être abusivement schématisée, étant donné la petitesse de l'échelle et l'impossibilité de consulter les données de l'exploration sismique. Le bassin du Bas-Sahara et *a fortiori* la fosse sud-aurasienne n'ont pas fourni de précision sur la cote de la base du Mésozoïque, mais l'on constate dans le Sud-tunisien, entre le plateau saharien de Douz-Matmata et la fosse atlasique du Chott-Fedjedj, une chute extrêmement brutale de la surface étudiée (1).

C) CONCLUSIONS.

Un point me paraît remarquable à la considération de ces deux cartes structurales. C'est l'absence quasi totale des plissements classiques (anticlinaux et synclinaux) qui se marquent avant tant de netteté pourtant sur une carte structurale quand ils existent. Et parmi les rares exceptions, ce n'est pas probablement par hasard qu'un certain nombre de ces plissements se situent sur les confins atlasiques, avec les dômes des monts du Zab (djebel-Hamara, djebel-Touïla, Groun-el-Kebch).

(1) Cette chute ne peut être chiffrée que par défaut, puisque les forages du Chott-Fedjedj n'ont pas atteint le toit du Paléozoïque.

Source : MNHN, Paris

Certes il n'y a pas lieu de s'étonner outre mesure de l'absence ou de la rareté de ces structures si classiques sur une plateforme où ont fait défaut les contraintes latérales qui représentent le mécanisme le plus capable de les engendrer. Mais le fait est précieux, car il permet d'examiner précisément la répartition des mouvements verticaux sédimentaires, ceux de la subsidence, qui passent un peu au second plan quand la marque trop spectaculaire des plissements est venue s'y surimposer. Or cet examen me paraît fructueux : autant est schématique une carte structurale de zone plissée, avec l'allongement de ces structures suivant une direction prédominante – ou une combinaison de directions – ,autant est vague et floue la structure héritée de la somme des mouvements de subsidence. Le plus souvent non seulement les lignes directrices y font défaut, mais les courbes ont un aspect singulièrement amorphe : les ellipses ou les ovales plus ou moins parfaits, classiques dans les régions plissées, sont remplacés par des courbes dont la forme ou l'absence de formes évoque – prosaïquement – des patates, avec des virgations dont s'accommoderait mal sans doute ce légume. Le fait me paraît à signaler, sans espoir qu'il jette pour l'instant de lueur importante sur le mécanisme des mouvements verticaux responsables de la subsidence et sur les lois de leur répartition dans l'espace et dans le temps.

V. CONCLUSIONS

Un mouvement d'enfoncement, aussi intense que localisé, prend naissance au Permien, dans le Sud-tunisien, préfigurant véritablement la création du bassin sédimentaire algéro-tunisien mésozoïco-éocène. De cette fosse – où le Trias gréseux restera épais –, grâce à une remarquable migration du rivage sédimentaire, un domaine toujours plus grand est acquis à la subsidence, jusqu'au pied des futurs reliefs de l'Ougarta et des Tassilis. Mais l'enfoncement ne prend pas partout la même amplitude (1). Au Trias comme au Jurassique (et à la base du Crétacé inférieur), les épaisseurs relativement importantes sont dans la partie orientale (soit axées sur une ligne El-Oued – Fort-Lallemand, soit dans la région des confins tunisiens, soit sous le Zemoul-el-Akbar, jouxtant la région d'El-Biod). La partie occidentale au contraire, même quand elle a été acquise à la zone sédimentaire, reste le domaine des dépôts relativement pelliculaires. Sans insister sur les mouvements de blocs, si compliqués et si variés dans le détail, je n'évoquerai que ce môle du Tebaga qui, dès le Trias moyen-supérieur, s'est substitué à la fosse du Permien et ce môle de la région d'El-Biod, avec ses structures non seulement résistantes mais si souvent ascendantes.

Cette histoire somme toute monotone, cette évolution régulière, semblent prendre fin avec la "révolution barrémienne" – assez mal datée en fait – : les mouvements verticaux s'exaspèrent, surtout dans la région d'El-Biod – Gassi-Touil, attestés par des épaisseurs extraordinaires, avoisinant immédiatement des lacunes originelles, mouvements confirmés par la présence de l'épandage détritique le plus vaste, le plus grossier et le plus important de l'ère secondaire. Après la phase remarquablement étale de l'Aptien, l'épisode des grès albiens, dernière décharge détritique du Mésozoïque, est également remarquable : pour la première fois l'axe de subsidence maximale s'est déplacé vers l'Ouest pour venir à la verticale de l'oued-Mya ; par ailleurs de nouveaux gains sont réalisés par le domaine sédimentaire ; enfin les structures ascendantes du Gassi-Touil disparaissent et sont ensevelies. Dans le Sud-tunisien, le môle du Tebaga, agrandi à l'époque du Barrémien, s'estompe au profit d'un vaste dôme de Djeffara méridionale.

Le Cénomanien et le Turonien coïncident avec une grande homogénéité des épaisseurs, l'extinction des faciès détritiques, de nouveaux gains du domaine sédimentaire et du milieu marin : bref les forces créatrices de relief semblent ne plus s'exercer à ces époques dans notre domaine. Il n'est que plus remarquable que réapparaissent lors du Sénonien – dit lagunaire – des valeurs de subsidence très différenciées ; et l'axe d'enfoncement maximal est encore très occidental, entre l'oued-Mya et le haut d'El-Biod. Mais l'extension du domaine sédimentaire a dû être moindre que lors du Cénomanien et du Turonien et il en va de même pour les calcaires du Maestrichtien et de l'Eocène, ces derniers encore plus restreints dans certains directions au moins. Par la suite cette restriction du bassin va s'aggraver encore, par migration centripète des glacis bordiers des cratons : dans la plus grande partie de ce qui subsiste du bassin, il ne reste plus que des atterrissements peu épais, concentrés et enserrés entre les cuestas crétacées qui émergent déjà ; tandis que dans le reste, dans l'infime fosse sud-aurasienne, le rapetissement géographique du domaine subsident s'accompagne d'une amplification extraordinaire de la valeur de l'enfoncement.

(1) Seule la partie septentrionale du domaine est en général caractérisée par des épaisseurs importantes qui évoquent les valeurs élevées connues dans le domaine voisin de la Berbérie ; et encore ces fortes épaisseurs tendent à se cantonner au Nord-Est (Bas-Sahara a.a.), le Nord-Ouest étant, à certaines époques, caractérisé au contraire par un glacis ou un seuil nord-saharien.

Source : MNHN, Paris

On en conclura que malgré l'horizontalité si évidente des plateaux crétacés sahariens, l'importance des mouvements verticaux, tout au cours du Mésozoïque, a donc été notable. L'examen de la répartition du domaine sédimentaire et de la subsidence fait déjà apparaître comme singulièrement mobile le tréfonds de cette plateforme saharienne tout au cours du Mésozoïque. Les quelques notions que nous avons pu acquérir sur les mouvements de blocs, sur les failles synsédimentaires – malgré la difficulté qu'il y a à saisir ces phénomènes, plus localisés – renforcent encore considérablement l'importance de ces déformations. Il n'y a décidément pas de Sahara figé depuis l'époque hercynienne.

Mais peut-on légitimement continuer à penser que les déformations sont restées l'apanage des zones où la sédimentation en a gardé la trace ? Peut-on légitimement continuer à penser que ces mouvements mésozoïques ont affecté le seul domaine sédimentaire et non point le domaine périphérique ? Que le massif de l'Ougarta ou que les anticlinaux tassiliens ou prétassiliens existent, *à la fois en tant que plissements et en tant que reliefs*, depuis l'orogénèse hercynienne ou depuis l'"aurore des temps secondaires" ? Que sur les 2 000 m de la faille de Ramade, sept-huitièmes soient à imputer à des mouvements mésozoïques, mais que dans la région d'Amguid "quelques déformations récentes ont été signalées, mais leur amplitude reste faible" ?

Ne restons pas marqués par des dogmes, défendables en leur temps, mais qui se sont révélés faux là où leurs fondements étaient vérifiables. Si la zone sédimentaire a été affectée de déformations, on ne peut échapper à l'idée que la zone nourricière l'a été également, ne serait-ce que pour fournir le matériel détritique qui emplissait les fosses au fur et à mesure qu'elles se creusaient ; matériel qui, à certaines époques, recouvrait d'un épandage prodigieusement vaste la plateforme saharienne et une partie de la Berbérie. Si au cours de cette ère mésozoïque aucun *plissement* important ne s'est élaboré, il est par contre hautement probable que des reliefs se sont créés, puis qu'ils ont disparu – partiellement ou radicalement – pour permettre l'extension de plus en plus totale de cette vaste transgression d'étalement progressif que représente dans son ensemble la sédimentation saharienne du Trias au Crétacé supérieur.

Source MNHN, Paris

CHAPITRE XVII

QUELQUES DONNEES SUR L'INSERTION DES RESULTATS OBTENUS DANS LA GEOLOGIE DU NORD-OUEST AFRICAIN

I. EXTENSION DES TERRAINS CRETACES AU SUD DU BASSIN ETUDIE

1. LA TRANSGRESSION MARINE DU CRETACE SUPERIEUR SUR LE NORD DU CONTINENT AFRICAIN ET LA NOTION DE "DETROIT CRETACE".

A. LA NAISSANCE DE LA NOTION DE DETROIT CRETACE ; LOCALISATION DES ZONES DE DETROIT.

Je ne reprendrai pas ici un exposé historique, par ordre chronologique, des principaux travaux consacrés à ce sujet ; puisque, après R. Furon, H. Faure (1966) a publié récemment un exposé très complet des opinions des auteurs successifs. Ceci me permettra de ne citer que certains des ouvrages que j'ai jugés importants par les découvertes qu'ils amènent ou en tant que jalons dans l'évolution de nos idées, et de regrouper ces ouvrages en un classement analytique. Au préalable je dirai quelques mots de la découverte même de ces notions, et notamment de celle dite des détroits crétacés.

Dès le début du siècle, la découverte par des officiers de fossiles crétacés, en divers points du continent africain, a posé le problème de l'extension de la transgression crétacée. En 1903, A. de Lapparent exploitant la découverte d'un *Noetlingia* dans la région de Bilma et de divers restes organiques dans le Damergou, concluait : "On est donc en droit de penser que, à l'époque crétacée, toute la partie de l'Afrique, située au Nord du 13e ou 14e degré de latitude nord, était occupée par une vaste mer, laissant émerger, d'un côté le massif de l'Abyssinie, de l'autre une île embrassant l'Aïr, les Tassili, l'Ahaggar et le Tadémaït". Pour R. Chudeau en 1913 : "On peut se demander si pendant le Crétacé, le massif du Sahara central formait une île ou bien s'il a été entièrement recouvert par la transgression marine" ; hypothèse déjà adoptée par E. Haug (1904) ainsi que le rappelle R. Chudeau. En fait R. Chudeau incline vers la première hypothèse, en particulier pour la raison suivante : "D'une manière générale, le sol végétal fait défaut au Sahara et l'on voit très bien les cailloux qui couvrent la surface du pays. Dans le massif ancien, aucun d'eux jusqu'à présent n'est attribuable au Crétacé. Ce fait d'ordre négatif n'a qu'une valeur provisoire".

Quelques années plus tard, en 1917, le même auteur observe : "... *les affinités paléontologiques entre le Soudan, l'Egypte, l'Algérie et la Tripolitaine sont trop marquées pour qu'il n'y ait pas eu de communications faciles entre les mers de ces diverses régions*". C'est là une opinion d'une importance considérable dans le débat : pour beaucoup d'auteurs – en particulier paléontologistes – cet argument représentera un des fondements principaux de l'existence des détroits crétacés (voir ci-dessous).

Et R. Chudeau ajoute : "Ces communications pouvaient être directes entre Bilma et la Tripolitaine, comme l'indique la carte de E. Haug (...) : elles pouvaient avoir lieu aussi beaucoup plus à l'Ouest, par le Tadmaït, Azennezan et Mabrouk (....)". C'est exactement sous cette forme que s'est imposée la notion de détroit crétacé, ayant relié les aires d'affleurement actuel du Sahara algérien à celles des pays soudanais. Et, encore actuellement – comme du temps de R. Chudeau –, le jeu des hypothèses ou des démonstrations porte essentiellement sur la **localisation du détroit crétacé, à l'Est ou à l'Ouest du Hoggar.** A ce propos, une simple récapitulation de quelques opinions émises à ce sujet ne paraît pas dénuée d'intérêt. Pour S.W. Gregory (1922), le passage de la mer se faisait à l'Est du Hoggar ; puis à l'Ouest du Hoggar pour S.W. Gregory et E. D. Currie (1930) ; H. Douvillé et J. Tilho (1933) font allusion au Nord du Tchad, c'est-à-dire à l'Est du

Source : MNHN, Paris

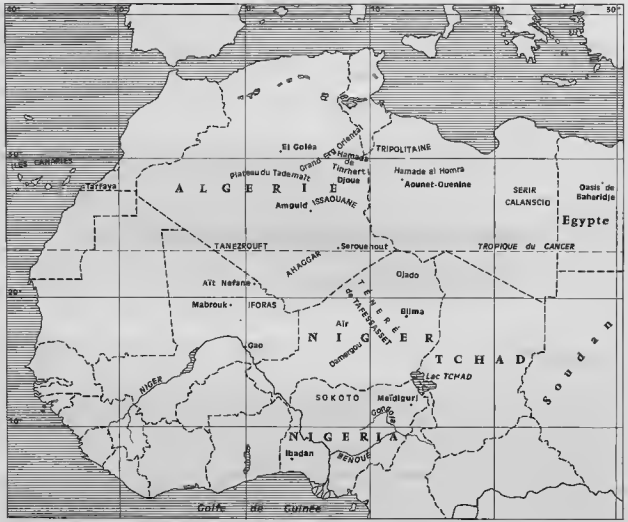


Fig. XVII.1. – Carte de situation des principaux noms cités dans le paragraphe sur l'extension du domaine crétacé sur le Nord-Ouest africain, Baharîya a été orthographié Baharidje de façon erronée mais conformément à la citation de D. Schneegans donnée dans le texte.

Hoggar ; également à l'Est pour R. Furon et C. Kilian (1934) et R. Furon, C. Kilian et N. Menchikoff (1935) ; à l'Est et à l'Ouest pour R. Furon (1935), mais à l'Ouest pour L. Joleaud (1938) ; à l'Est pour A.F. de Lapparent et E. Basse (1948) ; H. Radier en 1953 apporte la "preuve attendue d'une communication entre la Méditerranée et le Golfe de Guinée par l'Ouest de l'Adrar des Iforas dès le Cénomanien" ; P. Bordet en 1954, après l'étude des couches crétacées de Serouenout, ré-envisage à titre de "pure hypothèse" la communication par l'Est du Hoggar ; D. Reyre écrit en 1966 (p. 267) : "Il n'y avait par contre pas de liaison directe à l'Ouest du Hoggar entre le Sahara et la boucle du Niger". Et il ajoute : ... "l'absence de calcaires à *Neolobites* dans le fossé de Gao ... constitue une forte présomption en faveur d'un passage à l'Est du Hoggar" ; enfin M. Collignon (1965) n'envisage sur le continent africain qu'un passage, par l'Ouest du Hoggar.

A la suite de cette énumération, encore évidemment incomplète, des hypothèses orientale et occidentale de la localisation du détroit crétacé, il est assez piquant de mentionner les opinions récentes d'auteurs qui remettent en question ... la notion même de détroit crétacé ou celle du détroit occidental qui a rassemblé pourtant le maximum de suffrages. Ainsi N. Menchikoff (1957) : "La grande transgression mésocrétacée a fortement empiété sur le continent africain. Elle couvre une large bande, dans le Nord du Sahara surtout central et oriental. La même transgression venant du golfe de Guinée, atteint le Sud du Sahara central, mais malgré les similitudes de faciès, il n'y a aucune preuve de l'existence d'une communication directe entre les zones sud et

Source MNHN, Paris

nord". Il en est de même pour Karpoff (1958) qui "pense que seule la mer du Maestrichtien a fait la jonction du Tanezrouft au Soudan" (*in* H. Faure, 1966, p. 72). Enfin au Niger, toujours d'après H. Faure (1966, p. 73) : "Une communication des mers par l'Ouest de l'Adrar des Iforas semble certaine au Maestrichtien, mais est improbable par la même voie aux Cénomanien et Turonien, dont les faciès deviennent continentaux dans cette direction au Niger (V. Pérébaskine, 1932 ; J. Greigert, 1961)".

Signalons enfin que pour H. Faure lui-même, "la nécessité d'une communication entre la mer du Tinhert et celle du Niger est confirmée par l'étude paléontologique". Et surtout cet auteur, qui dénonce les conceptions trop fixistes d'une partie de la littérature géologique saharienne, ne plaide pas en faveur d'un détroit oriental ou occidental, mais estime que les communications auraient pu se faire par des régions qui nous apparaissent actuellement comme occupées par des massifs, jusqu'alors considérés – à tort – comme émergés dans les mers crétacées.

B. LES ARGUMENTS PALEONTOLOGIQUES.

L'affirmation de R. Chudeau, suivant laquelle les **affinités paléontologiques** entre le Soudan, l'Egypte, l'Algérie et la Tripolitaine **sont trop marquées pour qu'il n'y ait pas eu de communications faciles entre les mers** de ces diverses régions, n'a pas été infirmée par les travaux paléontologiques ultérieurs ; au contraire elle a été réaffirmée à de nombreuses reprises. C'est ainsi que D. Schneegans (1943, p. 139) après une étude des faunes du Crétacé moyen du Damergou, écrit : "Les affinités de faciès et de faune du *Cénomanien* à Ostréidés et *Neolobites vibrayanus* d'ORB. du Damergou avec celui du Portugal, de l'Afrique du Nord (El-Goléa, Djoua, etc.), de la Tripolitaine ou de la Haute-Egypte (Oasis de Baharidje) sont si étroites qu'il est certain que des communications faciles devaient exister à cette époque entre toutes ces régions". Par contre D. Schneegans considérant la faune turonienne à *Nigericeras* et *Paravascoceras*, conclut : "La variabilité des espèces, leur absence de relations étroites avec celles des faunes contemporaines voisines, prouvent que *les bras de mer* unissant les bassins du Sahara soudanais et de la Nigeria à l'Afrique du Nord et à la Tripolitaine *ont dû être coupés par suite d'une régression dès le début du Turonien*". Cinq ans plus tard, A.F. de Lapparent et E. Basse identifient cette même faune du Turonien inférieur au Tinrhert et dès lors amendent les conclusions de Schneegans : "La découverte, au Tinrhert, de la faune turonienne à *Nigericeras* et *Paravascoceras* prouverait, contrairement à ce que l'on pensait, que les bras de mer unissant le Sahara soudanais au Sahara septentrional n'avaient pas dû être coupés au début du Turonien" (p. 141). M. Collignon en 1957 confirme ces données paléontologiques et R. Furon, en 1960, exprime l'opinion la plus courante en écrivant : "Au Cénomanien supérieur une grande transgression se produit. *Les eaux de la Méditerranée pénètrent profondément dans le Sahara jusqu'au Hoggar*". (p. 61).

Mais les analogies faunistiques entre le Sahara algérien ou Nord-oriental et le Sahara soudanais, n'ont constitué qu'une partie des arguments paléontologiques à l'appui du détroit crétacé saharien. D'autres arguments en effet ont été fournis par les **différences qui séparent ces faunes sahariennes de celles des bassins atlantiques**. C'est ainsi que M. Collignon (1965), après avoir étudié de nouvelles récoltes du Tinrhert (cf. G. Busson et M. Collignon, 1965) ainsi que les Ammonites de Tarfaya (Sud-marocain), arrive à la conclusion suivante (p. 199) : "Il résulte de cette énumération – des Ammonites turoniennes du Tinrhert – que c'est avec la faune du Damergou (Schneegans), du Soudan saharien (Furon) et du Nigéria (Reyment et Barber) que s'établissent les corrélations les plus nettes : et on pourrait parler, semble-t-il, d'une même province zoologique. Ce résultat s'oppose à celui que j'ai obtenu à Tarfaya (voir les conclusions relatives à cette faune) où les abondantes faunes turoniennes ne contiennent aucun représentant des familles ci-dessus citées (sauf le genre *Neoptychites*)". J. Greigert et R. Pougnet expriment la même opinion en prenant en considération, non plus Tarfaya, mais des bassins atlantiques situés plus au Sud, en particulier au Sud du Niger ; ces auteurs parlant des fossiles du Crétacé moyen du Sahara soudanais : "Les faunes sont toujours des faunes de mers chaudes peu profondes. Elles sont d'*origine méditerranéenne* et n'ont *que peu de points communs avec celles des bassins atlantiques*" (1967, p. 194). Ou encore R. Reyment, à propos du Turonien inférieur : "Quoique les faunes fossiles des deux régions (Nord de l'Afrique et Niger) montrent tout autant de genres "d'âge vascoceratide", elles ont *remarquablement peu d'espèces en commun avec le bassin côtier*" (1969, p. 10).

En présence d'un tel consensus faut-il adopter sans restriction la conclusion qui se dégage de ces travaux et que je résumerai de la manière suivante : **d'une part les analogies entre les faunes soudanaises et les faunes sahariennes – algériennes en particulier –, d'autre part les différences entre ces faunes et celles des bassins côtiers atlantiques établiraient : 1) que les faunes soudanaises seraient d'origine septentrionale, méditerranéenne ; 2) qu'elles seraient arrivées au Soudan grâce à un détroit transsaharien ; 3) et enfin qu'elles ne proviendraient donc pas de la mer péri-africaine, c'est-à-dire au Soudan de l'Atlantique.** En fait je pense que quelques restrictions s'imposent.

Source : MNHN, Paris

Dans le principe même, il me paraît critiquable de lier les analogies faunistiques entre provinces différentes à la seule existence de relations et de communications directes. L'absence des *Nigericeras*, des *Vascoceras* ou des *Pseudotissotia* dans les bassins atlantiques ne suffit pas à exclure l'hypothèse selon laquelle la migration et la dispersion de ces faunes – ou de leurs larves – se sont effectuées dans la masse océanique et non point seulement par un détroit transsaharien. Si l'on n'a pas trouvé ces genres particuliers dans les bassins côtiers, cela peut être à imputer à des conditions de vie défavorables dans ces bassins côtiers (profondeur plus grande peut-être à Tarfaya que sur la plateforme saharienne proprement dite). Bien d'autres genres sont localisés sur la planète en quelques provinces singulières, séparées par d'immenses zones où ils ne sont pas représentés (1) ; et il est alors exclu d'expliquer cette localisation par l'existence de détroits reliant ces points singuliers entre eux et, d'un autre côté, les isolant de la masse océanique générale. Bref *je ne considère pas que la localisation des genres sus-dits* (présence autour des massifs centraux sahariens, absence dans les bassins côtiers) *rende obligatoire l'existence de détroits crétacés transsahariens.* Cette localisation, liée aux conditions de milieu et aux faciès, n'est pas incompatible avec, dans tous les cas, une provenance se situant dans la masse océanique péri-africaine.

Ce préalable paléontologique étant levé, il faut envisager le problème des détroits crétacés à la lumière de l'ensemble des résultats géologiques. Avant d'en venir à cette seconde partie, j'évoquerai un dernier argument paléontologique. Si le détroit oriental reste parfaitement hypothétique, le détroit occidental semble reposer sur une série d'affleurements sans solution de continuité importante entre les affleurements soudano-nigériens et les affleurements algériens, grâce en particulier à ceux du fossé de Gao et ceux du Tanezrouft. Or, en ce qui concerne ces derniers, j'ai pu noter, en étudiant la coupe d'Aït-Nafane, l'absence de la plus grande partie des faunes classiques – spécialement des faunes d'Ammonites – des régions sahariennes. Certes cette absence n'est peut-être à imputer qu'à des conditions de fossilisation défavorables ; mais cette dernière hypothèse paraît peu probable. On en concluera simplement que même quand il y a continuité, approximative au moins, des affleurements le long d'un détroit crétacé éventuel, il n'y a pas continuité des faciès à Céphalopodes, pour expliquer la dispersion desquels le détroit crétacé a été imaginé.

C. LES ARGUMENTS GEOLOGIQUES.

1) LES CONSIDERATIONS TOPOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES.

Les conceptions paléogéographiques du Crétacé saharien ont été très fortement marquées par les idées "fixistes", pronées en particulier par C. Kilian. Pour cet auteur, spécialement à la suite de la découverte du lambeau crétacé d'Amguid en contrebas des falaises paléozoïques, la "topographie actuelle . . . est pour une part importante une topographie anté-cénomanienne exhumée". (Voir chapitre sur l'évolution structurale). Une telle conception a eu comme corollaire que les massifs centraux sahariens devaient correspondre à des reliefs émergés dans les mers crétacées. Par ailleurs la position fixiste amenait à localiser les détroits crétacés éventuels dans les zones basses du relief actuel.

La mise en évidence et la démonstration de déformations du domaine saharien, malgré leur importance, n'ont pas rendu totalement caduque la conception d'un domaine sédimentaire crétacé dont la répartition ne différerait pas, au moins de façon excessive, de celle des affleurements résiduels et des zones déprimées. Ainsi P. Bordet (1955), envisageant l'hypothèse d'un bras de mer crétacée entre Amguid et le Ténéré du Tafassasset, observe que "l'existence d'une zone déprimée au Crétacé moyen dans la région de Séroüénout ne s'oppose pas à cette conception". A cet égard H. Faure (1966) a adopté une position relativement révolutionnaire : les affleurements actuels de Cénomanien et de Turonien sont en position synclinale ou effondrée – sous le coup d'une tectonique post-turonienne – ; et, pour cet auteur, dans bien des cas, les massifs actuels ne se présentaient pas comme des reliefs dans les mers sahariennes, mais ont pu au contraire participer à l'aire sédimentaire. "On doit en conclure qu'il pouvait alors ne pas exister d'obstacle au passage de la mer sur une partie au moins des régions actuellement occupées par les massifs centraux sahariens".

Je pense que cette conception qui a le mérite de remettre en cause de façon radicale l'idée fixiste, ne peut pas néanmoins être généralisée. Nous examinerons ci-dessous les arguments qui peuvent être tirés de la considération des faciès et des épaisseurs des affleurements résiduels ; mais les massifs eux-mêmes apportent certains enseignements. L'absence *complète et totale* de Crétacé *marin* sur plus d'un million de kilomètres carrés sur les massifs centraux sahariens est une donnée importante. *Et la mise en évidence de déformations affectant ce bouclier renforce encore le poids de cette observation* : parce qu'il y a eu de nombreux mouvements de blocs, il semble probable que si le Crétacé avait recouvert la totalité ou une partie importante de ces massifs centraux, certains témoins s'en seraient trouvés conservés, par exemple dans une zone

(1) C'est d'ailleurs le cas des *Neolobites* du Cénomanien supérieur, comme celui des *Ermoceras* du Jurassique moyen.

Source : MNHN, Paris

effondrée – de la même manière que les grès de Serouenout qui représentent les témoins d'une couverture continentale ont été conservés. L'absence de Crétacé marin sur un seul massif aurait pu être entièrement imputée à l'érosion ; l'absence, au contraire, sur toute la partie centrale du bouclier saharien, doit être en grande partie au moins originelle.

2) L'EVOLUTION DES FACIES ET DES EPAISSEURS DANS LES BASSINS.

En fait, il est bien difficile de se faire une idée précise de l'importance de l'érosion depuis le Crétacé supérieur sur l'ensemble des massifs centraux sahariens. Il faut donc considérer minutieusement la composition (faciès, épaisseur) des séries représentées dans les bassins et son évolution latérale. Or, pour l'instant, ces données sont insuffisamment denses pour permettre une expression cartographique ; et surtout trop souvent elles sont cantonnées aux aires d'affleurement qui risquent de coïncider avec des zones d'amincissement, de lacunes, de faciès terrigènes ou même continentaux. Des renseignements de forages devraient donc préciser et dans certains cas renouveler nos connaissances au sujet de l'évolution de ces séries crétacées et de leur prolongement.

L'exemple du Niger suffira à établir, me semble-t-il, que les données tirées de l'étude des bassins sont encore insuffisantes. D'une part certains auteurs ont supposé l'existence de communications possibles entre les affleurements cénomano-turoniens du Niger et ceux du fossé de la Bénoué – ce dernier étant en relation avec le Golfe de Guinée –. Ainsi J. Greigert et R. Pougnet (1967) dans leur ouvrage général sur les formations géologiques du Niger : "Le Cenomano-Turonien qui s'est peut-être étendu vers le Sud au Niger extrême-oriental jusqu'au bassin de la Bénoué (on trouve des *Nigericeras* au Nigéria) est connu dans le Nord du Damergou et dans la partie nord du bassin des Iullemmeden". H. Faure également à propos du Cénomanien-Turonien du Niger : "A l'Est, en revanche, entre le continent "djado-tchadien" et celui du "Niger méridional", un bassin (ou un sillon) pouvait exister et faire communiquer la mer nigérienne avec celle de la Bénoué et de la Gongola. Dans ce secteur, les études géophysiques et les forages (Maïdiguri en Nigeria) indiquent l'existence d'un Crétacé supérieur marin épais" (p. 82). Toutefois H. Haure se fondant sur l'absence de *Neolobites* au Nigéria et l'existence de "faciès de transition" au Cénomanien supérieur (formation de Yolde) pense que les "communications marines ne se sont effectuées largement qu'au début du Turonien". En cette opinion, il rejoint D. Reyre qui écrivait dès 1964 que "le Cénomanien de la Bénoué est continental" (p. 267).

A cette absence probable de passage possible de la mer vers le Sud se sont ajoutés quelques arguments tirés de ces variations de faciès, auxquelles je faisais allusion ci-dessus. Ainsi d'après H. Faure (p. 79) et à propos du Cénomanien : "Ces variations dans les faciès semblent indiquer que la mer s'est installée plus tôt dans le Nord du Niger que dans le Sud, l'Ouest et le Nord-Est". Le même auteur souligne que si l'on considère la situation stratigraphique plus ou moins tardive dans le Cénomanien, et même dans le Turonien, des niveaux franchement marins, *"les quelques points dont nous disposons semblent donner une composante nord-sud à la transgression marine"*. (p. 79).

Des arguments différents semblent donc converger pour situer vers le Nord, vers la Mésogée par conséquent, l'origine de cette mer cénomanienne du Niger, que ce soit par un détroit transsaharien plus ou moins localisé, ou – suivant l'hypothèse de H. Faure – par envahissement d'une partie plus ou moins importante de ce qui représente actuellement les massifs centraux sahariens. Pourtant il me semble qu'une donnée au moins cadre mal avec ces conclusions. Dans la région d'Alanlara et du bassin de Bilma, d'après H. Faure, "de minces plaques calcaires noires livrent d'abondants débris d'*Huîtres marines*, et ceci à plus de 100 m sous la dalle à *Neolobites* qui, dans les autres régions, constitue le premier terme franchement marin". Le fait est frappant si l'on songe que, dans les régions septentrionales, ces niveaux marins précoces n'existent pas – ou à peine – dans le Tademaït et la hamada de Tinrhert et que plus à l'Est, au Sud de la hamada-el-Homra, même la dalle à *Neolobites* du Cénomanien supérieur tend à devenir dolomitique et à se biseauter (1). Peut-on facilement admettre que la transgression marine soit venue du Nord au Niger, et en particulier dans la région de Bilma, alors que les niveaux marins apparaissent plus tôt au Niger qu'ils ne le font dans les régions situées plus au Nord (2).

(1) Dans la région d'Aouinet-Ouenine, c'est le Maestrichtien qui vient pratiquement en transgression sur le Paléozoïque.

(2) Il reste évidemment la possibilité d'un Cénomanien marin plus complet en Libye orientale, sous l'Eocène ou sous les recouvrements du Serir-Celenscio. Mais l'hypothèse d'une origine septentrionale de la transgression marine de la région de Bilma apparaît assez improbable du moment que les régions situées directement au Nord ne manifestent que plus tardivement l'apparition de niveaux marins.

Source : MNHN, Paris

D. CONCLUSIONS.

La présence de couches marines du Cénomanien-Turonien dans les régions soudanaises a démontré l'importance de la transgression crétacée sur le bouclier africain. Les analogies évidentes et profondes entre ces faunes et les faunes du Sud-algérien, et d'un autre côté, les différences qui opposent ces faunes à celles des bassins côtiers, ont poussé les auteurs à faire venir de la Méditerranée la transgression du Crétacé moyen ; au lieu de chercher l'origine de ces éléments paléontologiques dans la masse océanique péri-africaine, la localisation à la périphérie des massifs centraux sahariens pouvant s'expliquer par la nature du milieu et par le faciès. L'existence de témoins crétacés dans le fossé de Gao et dans le Tanezrouft a constitué un argument en faveur de l'hypothèse d'un détroit occidental, c'est-à-dire à l'Ouest de l'Adrar-des-Iforas et du Hoggar. Malheureusement ce "détroit" ne saurait avoir amené la mer au Niger, qui se "ferme" vers l'Ouest... La démonstration de déformations tectoniques non négligeables postérieurement au Turonien a permis alors de proposer une hypothèse suivant laquelle la transgression crétacée pourrait ne pas avoir été liée du tout aux actuelles aires d'affleurements ou aux actuelles aires déprimées, mais pourrait avoir recouvert une partie plus ou moins importante des actuels massifs centraux sahariens. Par ailleurs l'existence vraisemblable d'une composante nord-sud que ferait apparaître l'examen des faciès du Niger conduit à chercher l'origine de cette mer dans le secteur nord par rapport à Bilma.

Avant d'évoquer l'apport du domaine mésozoïque algérien dans ce probléme, je rappellerai qu'il est difficile de considérer l'absence totale du moindre témoin crétacé marin sur une zone des massifs centraux large d'un millier de kilométres comme étant entiérement imputable à l'érosion ; d'autant plus difficile que l'existence de déformations et de mouvements de blocs constituait des phénomènes favorables pour soustraire des lambeaux de Crétacé marin à l'érosion.

Par ailleurs, on notera qu'une provenance atlantique de ces faunes soudanaises paraîtrait d'autant moins choquante au Cénomanien-Turonien qu'on est lá á l'époque oú la déchirure entre l'Afrique et l'Amérique du Sud semble absolument consommée – alors qu'à l'Aptien encore l'abondance du sel dans les bassins côtiers méridionaux suggére au moins l'existence d'un bassin confiné –.

2. L'APPORT DES DONNEES DU DOMAINE ETUDIE

A. LES COUCHES ANTE-APTIENNES DU TINRHERT.

Sous la hamada de Tinrhert et les régions voisines du Grand Erg oriental et de l'Issaouane les couches anté-aptiennes sont tellement envahies par les faciès terrigènes qu'il est difficile ou même impossible de les corréler de façon précise avec les ensembles stratigraphiques définis dans le reste du bassin ; les modifications d'épaisseur très rapides auxquelles je vais faire allusion maintenant, contribuent d'ailleurs á aggraver cette difficulté. Mais, par contre, si l'on considère seulement cette région du Tinrhert, des unités propres peuvent être définies qui permettent de suivre et de cartographier l'évolution générale des épaisseurs. Ces unités, dont certaines sont cartographiées ci-contre, sont localisées verticalement : 1) sur une coupe schématique (fig. VIII.6) des terrains de la hamada de Tinrhert, oú sont fournies par ailleurs les équivalences entre les différents systémes de nomenclature – parfois trés complexes – utilisés dans ces régions ; 2) sur des coupes de forage destinées à donner une définition plus précise des limites par rapport aux unités lithologiques et par rapport aux diagraphies (fig. XVII.2 et 3).

La premiére carte correspond á un ensemble compréhensif oú peuvent être représentés le Trias, le Lias et vraisemblablement la plus grande partie du Dogger. Les corrélations établies dans ces séries surtout argilo-gréseuses n'ont pas une valeur parfaitement assurée et les jalons nouveaux apportés par les forages récents améneront peut-être à quelques modifications, ou á remettre en cause le synchronisme des limites choisies. Néanmoins les faits les plus importants mis en évidence par cette carte resteront valables. Je citerai seulement deux observations qui m'ont semblé fondamentales : 1) l'extraordinaire amincissement de la série considérée qui passe en une distance de l'ordre de 200 km (du Nord vers le Sud) d'une épaisseur supérieure á 1 000 m á une épaisseur de l'ordre de 100 m. Cet amincissement est d'autant plus remarquable qu'il fait suite á un immense domaine oú les valeurs d'épaisseur conservent une constance tout á fait frappante, ainsi que cela a été noté á plusieurs reprises dans les chapitres consacrés á l'histoire stratigraphique ; 2) les corrélations de détail – non figurées ici – tendent á attester que *la plus grande partie* au moins de cet amincissement global, ne résulte pas d'une discordance sous laquelle disparaîtrait une série – qui aurait pu s'étendre beaucoup plus loin vers le Sud avant érosion – ; mais qu'il procéde au contraire d'un amincissement généralisé des différentes unités lithologiques ou parastratigraphiques qui constituent la coupe. En d'autres termes la hamada de Tinrhert et la région voisine de l'Issaouane semblent avoir fonctionné, du Trias au Dogger, comme un glacis résistant á la

Source : MNHN, Paris

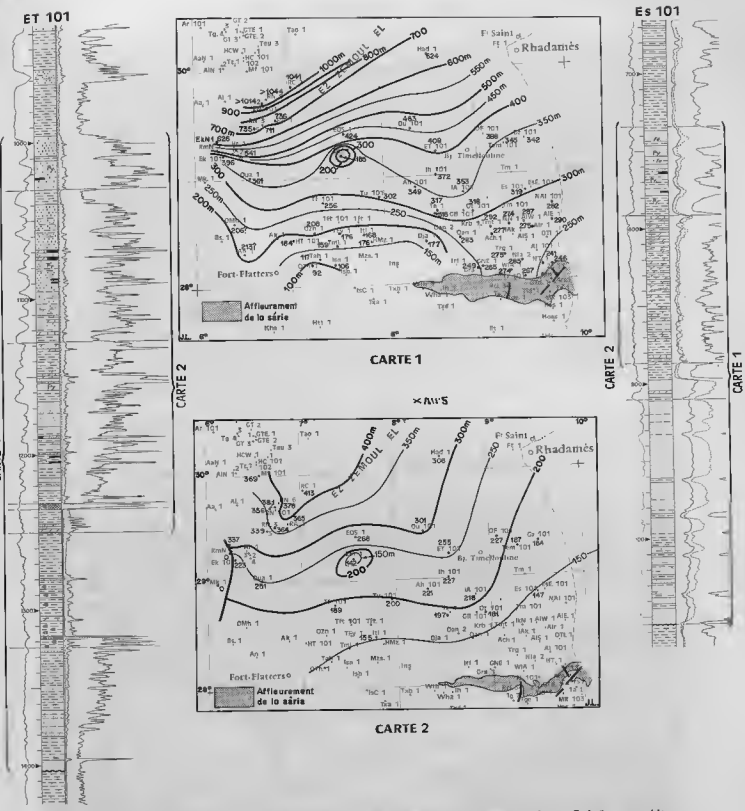


Fig. XVII.2. – Cartes en isopaques de la partie inférieure du Mésozoïque sous le Tinrhert et plus au Sud. Les ensembles cartographiés sont situés sur les coupes jointes des forages de ET.101 et Es.101, par rapport aux ensembles lithologiques et aux diagraphies. Ils sont également situés sur la coupe générale de la fig. VIII.6. La carte 1 correspond au Trias, Lias et Dogger *p.p.* (y compris le Bathonien résistant), c'est ce que l'on peut appeler la série de Zarzaïtine *s.l.* La carte 2 correspondrait seulement au Lias Dogger *p.p.* (y compris le Bathonien résistant) qui aurait comme équivalent au Tinrhert le Zarzaïtine supérieur. En grisé, zones d'affleurements des ensembles cartographiés.

Source : MNHN, Paris

Fig. XVII.3. — Carte en isopaques sous le Zemoul-el-Akbar, le Tinrhert et les régions situées plus au Sud d'un ensemble stratigraphique comprenant le Bathonien conducteur, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur sous la barre aptienne. Les équivalents du Sud du Tinrhert comprendraient la série argilo-gréseuse du Taouratine inférieur et la série gréseuse du Taouratine supérieur. En grisé zone d'affleurement de l'ensemble cartographié.

Source : MNHN, Paris

subsidence (glacis du craton de l'Issaouane) et par conséquent, pendant tout ce laps de temps, ont dû constituer un véritable rivage sédimentaire, la limite d'érosion actuelle devant différer peu de la limite d'extension originelle.

La deuxième carte concerne une partie de l'intervalle examiné précédemment ; approximativement sa moitié supérieure. Mettant en évidence une évolution à peu près analogue, elle contribue à établir que l'amincissement de l'ensemble procède d'un amincissement de chacune des parties et non d'une discordance érosive post-sédimentaire.

La troisième carte correspond à un intervalle qui couvre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (barre aptienne non comprise). Dans le même domaine, allant du Zemoul-el-Akbar au Djoua – couloir situé entre le Tinrhert et l'Issaouane –, les épaisseurs passent de plus de 1 000 m à des valeurs à peine supérieures à 200 m. Et cet amincissement se fait avec une extrême régularité qui contribue à suggérer qu'il y a un trait originel et non l'effet de discordances *a posteriori*. Pendant toute cette époque encore, le rivage sédimentaire différait peu de la limite actuelle et il paraît tout à fait improbable que ces formations se soient étendues bien plus au Sud, sauf sous la forme de dépôts pelliculaires ou de bassins localisés et plus ou moins isolés.

B. DU MUR DE LA BARRE APTIENNE AU MUR DE LA BARRE CENOMANIENNE (calcaires du Cénomanien supérieur) SOUS LE TINRHERT (fig. XVII.4).

Il s'agit de l'ensemble stratigraphique dont l'épaisseur globale est cartographiée dans la quatrième carte (fig. XVII.4). La différence avec les intervalles précédents est frappante : alors que les valeurs maximales, dans le Zemoul-el-Akbar, s'établissent – à une exception près – entre 350 et 400 m, les amincissements en direction du Sud ne font tomber cette valeur qu'exceptionnellement au-dessous de 250 m. On a donc l'impression que le glacis du craton de l'Issaouane tend à s'effacer, que la sédimentation tend à s'homogénéiser et que, vraisemblablement, le domaine sédimentaire a déjà pu gagner légèrement vers le Sud.

C. LE CENOMANIEN ET LE TURONIEN DES REGIONS MERIDIONALES (TINRHERT ET TADEMAÏT).

Ces étages se définissent comme dans le reste du domaine saharien, c'est-à-dire qu'il n'y avait pas lieu de dresser une carte particulière pour les zones les plus méridionales (Tinrhert, Tademaït). Il me suffira ici de rappeler quelques conclusions tirées antérieurement des cartes de ces étages.

Voyons d'abord le CENOMANIEN, tel qu'il a été compris dans ce texte, c'est-à-dire restreint aux couches surtout argileuses, sous-jacentes à la barre carbonatée du Cénomanien supérieur (*op. cit.* p. 626, pl. 44). 1) Sous la plus grande partie de la hamada de Tinrhert orientale, ce Cénomanien se caractérise par une régularité et une constance d'épaisseur exceptionnelles : dans une région couvrant 150 X 250 km, les valeurs sont comprises entre 125 et 150 m, le plus souvent même entre 140 et 150 m. Davantage, non seulement on ne note pas les amincissements habituels vers le Sud, mais on observe même des valeurs d'épaisseurs un peu plus fortes (légèrement supérieures à 150 m) dans certaines parties de l'Extrême-Sud, en particulier dans la région de Tahara-Tin-Fouyé et dans la région de Tesselit-Ohanet. 2) Je rappelle que sur l'axe Amguid-Guehhad-El-Biod, le Cénomanien se réduit considérablement pouvant même se biseauter totalement *sur certains massifs ascendants*. Par ailleurs le biseautage *vers le Sud* – de la série argilo-lagunaire – s'observe fort bien dans la région de Daïet-Djerdjir (fig. XIII.3) : le phénomène n'est pas local puisque la même série argilo-lagunaire fait défaut plus au Sud, dans l'affleurement signalé entre Daïet-Djerdjir et Amguid par P. Claracq et P. Durif (1958), ainsi que dans la région d'Amguid même (affleurement découvert par C. Kilian, où les *calcaires* cénomaniens reposent sur le socle, avec simple interposition, semble-t-il, de quelques mètres de couches gréseuses). 3) L'évolution du Tinrhert occidental n'est pas sans évoquer celle du Tinrhert oriental, avec ré-épaississements locaux en position très méridionale. 4) Enfin, vers le Tadémaït, les épaisseurs se réduisent fortement et, en même temps, disparaissent les bancs de gypse, tandis que les argiles prennent un faciès plus détritique.

Le "TURONIEN" de ce texte comprend, à sa base, je le rappelle, une dizaine de mètre de calcaires du Cénomanien supérieur. Au Tinrhert les épaisseurs (*op. cit.*, p. 671 et pl. 45) sont encore d'une grande homogénéité et elles manifestent encore, semble-t-il, une légère augmentation vers le Sud, un peu paradoxalement par rapport à l'histoire anté-cénomanienne. En réalité, cet épaississement est d'interprétation assez délicate : il correspond à des différences très faibles, de l'ordre de quelques mètres, et peut s'expliquer peut-être en partie par un passage de faciès qui engraisserait la barre "turonienne" carbonatée aux dépens des argiles à gypses "sénoniennes" sus-jacentes. Au Tadémaït, l'évolution des épaisseurs est plus nette : elle se fait – comme au Cénomanien et aux époques antérieures – dans le sens d'un amincissement bien caractérisé.

Source : MNHN, Paris

Fig. XVII.4. — Evolution des épaisseurs sous le Grand Erg oriental et la Hamada de Tinchert d'un ensemble stratigraphique comprenant la barre aptienne, l'Albien et le Cénomanien argilo-lagunaire. Cet ensemble peut être situé sur les deux coupes de sondages de Re.1 et Rn.4.

Source : MNHN, Paris

Par ailleurs si l'évolution des épaisseurs – au Tinrhert en particulier – est parfois d'interprétation assez difficile, l'évolution des faciès au Cénomanien supérieur et au Turonien amène des arguments importants. C'est ainsi que vers l'Est du Tinrhert, en direction de la hamada-el-Homra, aussi bien que vers l'Ouest, au Tademaït, *les faciès tendent à devenir moins marins.* On observe que les calcaires deviennent moins abondants, au profit des dolomies, et que la faune tend à se raréfier ; soit dans son ensemble (sur les confins libyens), soit au moins par disparition des *Neolobites*, au Tademaït méridional (J.Ph. Lefranc, 1966). Il est difficile d'admettre qu'il s'agit des directions par lesquelles la mer mésogéenne s'est engouffrée sur le continent africain pour aller alimenter les transgressions soudanaises ou nigériennes.

D. CONCLUSIONS.

Pour les époques anté-cénomaniennes la seule considération des épaisseurs, dans les régions sud-orientales (Zemoul-el-Akbar, Tinrhert, Issaouane) du domaine étudié, suffit pour suggérer fortement que l'aire sédimentaire n'a dû que peu dépasser l'extension résiduelle actuellement observable ; ou sous forme de dépôts tout à fait pelliculaires ou très localisés. Au contraire l'évolution des épaisseurs du Cénomanien et du Turonien, au Tinrhert oriental au moins, ne s'oppose pas à une extension originelle des dépôts nettement plus méridionale que la limite actuelle. Au Tinrhert central (région du Guehhad, de Daïet-Djerdjir) et au Tademaït des amincissements – soit progressifs, soit brutaux – suggèrent à nouveau que le Cénomanien et le Turonien n'ont pas, vraisemblablement, recouvert une portion importante des actuels massifs centraux sahariens. L'évolution géographique de la nature lithologique et des faunes présentes établit également une détérioration des caractères marins vers l'Est – vers la hamada-el-Homra –, comme vers l'Ouest (Tademaït et passage éventuel vers le Tanezrouft).

En définitive l'évolution du domaine étudié ne fournit pas pour le Cénomanien – Turonien une réponse aussi nette que les époques précédentes sur l'extension originelle de l'aire sédimentaire. Mais elle est peu en faveur d'une inondation généralisée des actuels massifs centraux sahariens et tend à s'opposer à l'hypothèse de détroits ayant longé le Hoggar, aussi bien oriental qu'occidental... Sans viser à résoudre les problèmes du Crétacé d'Afrique noire, ces éléments s'ajouteront aux données fournies par les études locales.

II. RAPPORTS ENTRE BERBERIE ET SAHARA AU MESOZOIQUE

1. HISTORIQUE ET FONDEMENTS DU PROBLEME.

Les rapports parfois étroits qui existent entre les séries mésozoïques de Berbérie et du Sahara, sont restés longtemps inaperçus du fait de plusieurs phénomènes différents. Je citerai tout d'abord l'absence d'affleurements dans toute la partie centrale du bassin ; les seuls affleurements, situés en position périphérique, consistant surtout – hormis ceux du Sud-tunisien – en séries détritiques, lacunaires et amincies de marges continentales (Continental intercalaire *auctorum*). J'évoquerai le contraste fondamental qui oppose trop visiblement ces régions et qui est hérité de l'histoire tectonique : à côté des séries *épaisses et plissées* de Berbérie, l'extraordinaire *platitude* du domaine saharien suggérait la seule existence de dépôts pelliculaires. Enfin j'ai déjà rappelé de quel poids a pesé l'observation, dans la région de Figuig-Bou-Denib, du biseautage brutal des séries mésozoïques de Berbérie contre le domaine saharien de l'Anti-Atlas : cette observation a été d'autant plus facilement extrapolée au domaine algérien que jouaient les deux raisons pré-citées (absence d'affleurements, contraste structural).

On sait que les données des sondages profonds ont prouvé – contre ces hypothèses – l'extension des domaines sédimentaires triasique, jurassique et crétacé sur une vaste portion de la plateforme saharienne. Elles ont établi l'épaisseur souvent importante de la succession mésozoïque (de l'ordre de 4 000 m dans une grande partie du domaine étudié), comparable – en particulier sur les confins atlasiques – à celle qui s'observe en certaines parties de la Berbérie, à l'opposé d'un amincissement brutal au droit de la flexure saharienne. Enfin elles ont mis en évidence le caractère marin – franc ou confiné – de la plus grande partie de ces couches mésozoïques, beaucoup plus loin vers le Sud et l'Ouest qu'on avait pu l'imaginer.

Dès lors, il est à souligner que les analogies stratigraphiques entre les régions sahariennes et la Berbérie apparaissent déjà plus nombreuses que ne l'ont dit en général les auteurs. Parmi les grands faits, d'importance géographique, il faut au moins évoquer une certaine parenté du dispositif structural : en Berbérie – les régions telliennes étant exclues –, le "socle", à matériel paléozoïque, affleure essentiellement dans l'Ouest, sur le

Source : MNHN, Paris

territoire marocain ; puis l'ennoyage général en direction de l'Est fait affleurer principalement et successivement le Jurassique (Haut-Atlas, Atlas saharien occidental), puis le Crétacé et le Tertiaire (Atlas saharien occidental, Aurès, Nememcha). Au Sahara, sur une latitude moyenne du bassin algéro-tunisien, de l'Ouest á l'Est, on a tout d'abord le "socle" (bouclier reguibat, Paléozoïque de l'Ougarta), puis du Jurassique et Crétacé inférieur continental (sous les atterrissements du Grand Erg occidental), puis du Crétacé supérieur (Mzab) et du Tertiaire. Mais cette disposition structurale peut être imputée aux déformations récentes, post-sédimentaires, post-mésozoïques. Il importe donc de la confirmer par des arguments liés sans doute possible aux conditions sédimentaires. De ce point de vue je ne ferai que rappeler quelques faits : passage de l'Est á l'Ouest d'un Jurassique marin á un Jurassique continental, en Berbérie comme au Sahara ; biseautage du Sénonien et de l'Eocène de l'Est vers l'Ouest, etc. ; faits qui contribuent á établir que la disposition structurale actuelle ne fait que refléter, en l'aggravant probablement, la disposition qui présidait au dépôt tout au long du Mésozoïque.

A ces faits, très importants mais dont la mise en évidence nécessite une considérable schématisation de la réalité, s'ajoutent dans la littérature publiée des observations de détail qui établissent des rapports entre le domaine saharien et la Berbérie. Je ne citerai que deux exemples. L'un tiré des publications de R. Guiraud (1967) concernant la *transversale de Colbert :* "On doit en rechercher le prolongement . . . peut-être . . . dans le Sahara, á l'Ouest de la dorsale du Mzab et du haut-fond d'Hassi-R'mel, d'après les travaux des géologues pétroliers". L'autre est plus ambigu : il s'agit de l'assimilation par J. Bolze (1954) de la majorité des chaînons tunisiens aux éléments de l'accident sud-atlasien dit "flexure saharienne" : "L'Atlas tunisien se présente comme une province bien individualisée par ses nouveaux traits paléogéographiques et tectoniques, différents de ceux du reste de la Berbérie et très comparables á ceux de l'accident sud-atlasien".

Néanmoins dans la plupart des publications, même récentes, les rapports qui lient les séries mésozoïques du Sahara et de la Berbérie sont insuffisamment mis en évidence, voire même encore niés (1). Il importe donc de regrouper ci-dessous quelques-uns des faits qui établissent l'importance de ces rapports.

2. ANALOGIES DES SERIES MESOZOIQUES MISES EN EVIDENCE PAR LA PRESENTE ETUDE.

A) RAPPORTS DES FACIES.

J'ai déjà fait allusion ci-dessus á l'évolution parallèle qui s'observe dans la nature des faciès du Jurassique — en particulier moyen, supérieur — en Berbérie et sur la plateforme saharienne ; et au biseautage du Sénonien et de l'Eocène. Mais les analogies peuvent être plus précises : je rappellerai que la barre carbonatée aptienne ou l'intercalation également carbonatée albo-vraconienne disparaissent á la même longitude, *grosso modo* au moins (2), en Algérie (partie méridionale) et au Sahara : dans ces exemples — que l'on pourrait multiplier — non seulement les lignes d'isofaciès ne se moulent pas sur la flexure saharienne, mais elles lui sont pratiquement perpendiculaires. Il est donc á penser que les deux domaines n'avaient aucune individualité propre á l'époque crétacée considérée. Mais mieux qu'une simple ligne de biseautage tout un réseau de lignes d'isofaciés mettent en évidence les analogies entre les deux domaines. Je n'évoquerai á ce sujet que les quelques éléments fournis á propos du Cénomanien : les zones de faciés de la Berbérie et du Sahara s'ordonnent parfaitement, sans rupture á la limite entre ces deux régions, et leur tracé est parfaitement oblique par rapport á la flexure saharienne.

B) RAPPORTS DES ZONES D'EPAISSEUR.

Il est encore exceptionnel de pouvoir cartographier, á la fois au Sahara et en Berbérie, les épaisseurs d'un intervalle stratigraphique défini de la même manière ici et lá : le Crétacé fournit néanmoins quelques exemples, au Sahara grâce á la densité du réseau de sondages, en Berbérie grâce aux coupes offertes par des affleurements relativement nombreux. Or la confrontation entre les données de ces deux domaines s'est avérée fructueuse au moins dans un cas précis, dont je dirai maintenant quelques mots. Au Sahara, á plusieurs époques successives de l'histoire mésozoïque, les isopaques individualisent un "craton du Grand Erg occidental", zone remarquable par la résistance qu'elle a opposée á la subsidence, comparativement aux régions qui l'entourent. Il arrive que la région d'Hassi-R'mel constitue une autre zone singulière, également très résistante

(1) D'aprés Ph. Magloire : "l'ensemble sédimentaire saharien est limité . . . au Nord par l'accident sud-atlasique qui l'isole radicalement d'un domaine géosynclinal mésogéen d'orogenèse alpine".

(2) Nonobstant les complications de détail que peut introduire localement le jeu particulier de la gouttière sud-atlasique ou de la fosse de l'Atlas saharien.

Source : MNHN, Paris

et prolongeant remarquablement le craton du Grand Erg occidental. Si l'on considère maintenant les zones voisines de Berbérie, *en prolongement de cet ensemble* (craton du Grand Erg occidental, zone d'Hassi-R'mel), s'aligne l'*axe Edough-Bellezma* : je rappelle que cet axe, nommé par G. Blant et D. Reyre (1952), semble parfaitement défini, au niveau de tous les étages du Crétacé, par la conjonction d'amincissements spectaculaires et de changements de faciès importants. Ces seules observations n'autorisent pas à dire que l'axe "Edough-Bellezma" est *le même* que l'axe "craton du Grand Erg occidental – Hassi-R'mel" (1). Mais les rapports entre l'un et l'autre ont à coup sûr au moins autant de consistance que ceux, tout à fait classiques et toujours proposés, entre ces amincissements constantinois et les hautes-plaines algéroises ou oranaises. Ainsi, pour citer un travail très récent, M. Kieken : " . . . On peut raccorder les monts du Hodna à la Meseta oranaise et, dans une perspective plus large, il est certain qu'à diverses époques, un seuil quasi ininterrompu court de la *Meseta marocaine* (Terre des Idrissides de A. Faure-Muret et G. Choubert) *au môle d'Aïn-M'lila*". (1970, p. 84).

La parenté que fait apparaître ainsi la répartition de la subsidence crétacée entre le domaine saharien et celui de la Berbérie est particulièrement importante. En effet l'ensemble "craton du Grand Erg occidental et môle d'Hassi-R'mel" limite vers l'Ouest et le Nord-Ouest le bassin subsident crétacé saharien. Or l'axe Edough-Bellezma tend à limiter dans la même direction le bassin constantino-tunisien également très subsident et dont l'individualité n'est plus à souligner.

Dès lors le schéma que l'on peut établir prend une certaine cohérence. Les zones résistantes du craton du Grand Erg occidental, d'Hassi-R'mel, de l'axe Edough-Bellezma – dont il n'est pas question d'affirmer ni l'unité, ni la continuité absolue – limite un bassin relativement subsident au Mésozoïque, en particulier au Crétacé. Celui-ci, très épais à l'emplacement de l'Est-constantinois et de la Tunisie occidentale et centrale (bassin constantino-tunisien), se prolonge sur la plateforme saharienne (Bas-Sahara et Grand Erg oriental *s. l.*), en s'amincissant *progressivement* et en perdant petit à petit ses caractères marins francs. Peut-on pousser plus loin les analogies et les rapprochements ? Peut-on mettre en parallèle la plateforme de Tunisie orientale ou la zone résistante de Kasserine avec la zone également résistante qu'a constituée le seuil du Dahar ou avec le "dôme de Djeffara" ? Plus que jamais il ne s'agit là que d'hypothèses et de constructions de l'esprit, dans une réalité particulièrement complexe (2).

3. CONCLUSIONS.

Des analogies structurales et stratigraphiques s'observent à très grande échelle entre la Berbérie – zones telliennes exclues – et le domaine de la plateforme saharienne. Les séries mésozoïques, crétacées surtout, sont en général d'autant plus épaisses, d'autant plus complètes et d'autant plus marines que l'on considère des régions plus orientales. A l'Ouest, tend à régner au contraire le domaine du socle. Mais ces analogies très schématiques sont considérablement renforcées par un examen minutieux de la répartition des épaisseurs et des faciès dans chacun des deux domaines. Non seulement le biseautage de certaines couches remarquables se fait à la même longitude en Berbérie et au Sahara, mais on peut même observer dans certains cas privilégiés une répartition des zones de faciès parfaitement cohérente sur les deux domaines et parfaitement oblique par rapport à leur limite actuelle. La considération des épaisseurs renforce l'importance des liens ainsi apparus. Un des môles primordiaux qui a limité vers l'Ouest la subsidence mésozoïque au Sahara semble peu différer quant à son alignement de l'axe Edough-Bellezma qui a limité en Algérie le bassin constantino-tunisien. Les dépôts sahariens qui sont à l'Est et au Sud-Est de ce môle apparaissent dès lors comme le prolongement naturel de ce bassin constantino-tunisien. On peut même envisager une certaine parenté entre les *môles* orientaux, celui de Tunisie orientale en Berbérie, le seuil du Dahar ou le dôme de Djeffara sur le domaine saharien. Ces rapports remarquables ont été dissimulés jusqu'alors : 1) par l'absence de données précises sur les séries mésozoïques sahariennes ; 2) par l'ampleur des phases de déformations tertiaires et quaternaires qui ont affecté préférentiellement la Berbérie et, en lui imposant un visage radicalement différent de celui du Sahara, ont masqué l'unité de ces deux domaines dans le passé.

(1) La recherche d'alignements structuraux, recherche dans laquelle la rectitude des éléments alignés tend à passer pour un critère de vérité et d'exactitude, ressortit à une conception inspirée d'idées trop *géométriques*, rappelant les réseaux d'Elie de Beaumont ou de Marcel Bertrand . . . En fait le plus souvent les cartes structurales ou les cartes d'isopaques nous mettent en présence d'un jeu de blocs, de répartition en réalité assez anarchique et changeante dans le temps : les *relations* que l'on peut établir entre ces différents blocs sont, certes, d'autant plus fondées que les données sont nombreuses ; mais elles restent en général de *pures constructions de l'esprit*. Et il n'y a aucune raison pour qu'un alignement rectiligne qui apparaît sur une carte, soit le critère certain d'un trait purement objectif.

(2) Par contre il faut souligner comme une observation évidente un déplacement important des zones subsidentes de la plateforme saharienne au Crétacé terminal et à l'Eocène ; alors que les couches du Grand Erg occidental n'apparaissent que comme les dépôts résiduels d'un bassin en voie d'extinction, la subsidence principale affecte des régions beaucoup plus orientales (bassin de Syrte, avec prolongement pelliculaire jusqu'aux confins du Tibesti).

Source : MNHN, Paris

On peut peut-être, au terme de cette étude, élargir son cadre et noter que la dissymétrie structurale constatée en Berbérie et sur le domaine saharien septentrional étudié correspond à un trait majeur de la plateforme africaine. Il est en effet connu de longue date et vérifié par les travaux récents que l'Ouest africain est une province d'une stabilité remarquable, cratonisée depuis les temps précambriens (craton de l'Ouest africain), tandis que même les zones de socle situées en position plus centrale (Hoggar central et oriental) sont restées plus tardivement mobiles. Il n'est pas jusqu'à la zone remarquablement mobile du Gassi-Touil qui se situe en prolongement de la bande méridienne centrale du Hoggar, caractérisée encore au Quaternaire à la fois par des mouvements de surrection et par un volcanisme exceptionnel.

Source : MNHN, Paris

Troisième partie

LES RÉSULTATS

2. — DÉPOTS DE PLATEFORME ET RÉFLEXIONS SUR CERTAINS MÉCANISMES DE LA SÉDIMENTATION DU PASSÉ

Après avoir étudié la statique (description des couches) et la cinématique (succession de ces couches dans l'espace et dans le temps) des terrains sédimentaires, les géologues s'intéressent de plus en plus à leur dynamique, c'est-à-dire au mécanisme de la sédimentation et aux facteurs qui régissent ce mécanisme.

M. GIGNOUX

Source MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XVIII

GENERALITES SUR LA SEDIMENTATION DU MESOZOIQUE SAHARIEN

I. LE MESOZOIQUE SAHARIEN, SEDIMENTATION DE PLATEFORME

A) LA NOTION DE PLATEFORME EN GENERAL

1) ESSAI DE DEFINITION

Les régions de plateforme (1) sont caractérisées, en général, par la *rigidité de leur bâti structural.* Rigidité qui se sera traduite, lors de la phase sédimentaire, par le dépôt de formations : 1) *peu profondes,* quelquefois non intégralement marines ; 2) *peu épaisses,* parfois lacunaires ; 3) le plus souvent *homogènes* sur de très vastes superficies (à la fois quant à leurs caractéristiques bathymétriques, quant à la valeur de la subsidence et quant à la nature du faciès). Mais rigidité qui se sera traduite aussi dans l'histoire postsédimentaire, par l'insignifiance des déformations qui auront affecté ces dépôts, celles-ci principalement de type épirogénique : ce sont les "pays tabulaires" qui s'opposent aux "pays plissés". La plupart de ces caractéristiques – sauf peut-être l'extrême homogénéité des dépôts sur de très vastes superficies – s'appliquaient déjà aux "aires continentales" (2) telles que les définissait E. Haug (1911), en les opposant aux géosynclinaux. Mais on peut juger préférable de conserver le terme d'aire continentale pour la partie des boucliers qui ont longuement échappé à toute sédimentation *marine* (par exemple une partie importante du bouclier africain depuis le début des temps paléozoïques).

Des auteurs ont pu distinguer des plateformes "jeunes" ou "quasi-cratons", assez stables, et des plateformes anciennes ou cratons vrais, très stables (cf. *in* F. Ellenberger, 1968-69, p. 91-92) : les plateformes quasi cratoniques, mobiles, pouvant comporter des bassins très subsidents, correspondraient tout à fait à la partie du Mésozoïque saharien étudiée dans cet ouvrage ; au contraire les plateformes anciennes très stables pourraient être illustrées par les régions hoggariennes *dans leur histoire post-cambrienne,* dépourvues de couverture (bouclier) ou seulement recouvertes de minces lambeaux peu épais et horizontaux (dalles, dans la même terminologie) tels que ceux de Timissao ou de Séroukout.

A l'opposé les pays plissés ou zones géosynclinales sont caractérisés non seulement par l'importance des phénomènes orogéniques qui les ont affectés ; mais aussi par la variété des conditions bathymétriques, des valeurs de la subsidence, de la nature des faciès, qui traduisent l'importance des déformations dès la phase sédimentaire. A l'inverse de l'homogénéité des ensembles stratigraphiques successifs, on observera parfois d'énormes accumulations sédimentaires, monotones, couvrant des intervalles stratigraphiques plus ou moins longs (exemple, flysch des zones telliennes) ou au contraire des zones de lacunes prolongées, dont l'installation et la pérennité seront commandées par le site tectonique.

(1) L'emploi du terme plateforme est classique dans la littérature géologique française depuis plusieurs décennies. Quant à l'orthographe du mot, j'ai simplement suivi F. Blondel : "Nous adoptons l'orthographe plateforme et non plate-forme plus traditionnelle, mais qui évoque moins une entité spéciale" (La géologie et les mines des vieilles plateformes, 1936, p. 1).

(2) "En dehors des géosynclinaux, avec leurs énormes épaisseurs de formations bathyales, on rencontre de vastes surfaces où prédominent les formations néritiques ou continentales, avec des épaisseurs en général bien moindres, avec de nombreuses lacunes dans la série des dépôts. Alors que les terrains déposés dans les géosynclinaux sont fortement plissés, ceux des autres régions sont restés horizontaux ou n'ont subi que de faibles ondulations. Ces régions très étendues, situées en dehors des géosynclinaux, sont les aires continentales (12). Elles n'ont été envahies que temporairement par les eaux marines, ou ne l'ont été que sur les bords, comme les masses continentales actuelles, dont le "seuil" est recouvert par des eaux d'une profondeur inférieure à 200 m environ". (E. Haug, 1911, t. I, p. 167).

Source : MNHN, Paris

Je ferai enfin remarquer que cette conception de la plateforme est une conception récapitulative : pour un observateur actuel le domaine saharien étudié est une plateforme particulièrement typique postérieurement à l'Antécambrien, pourra-t-on dire par exemple. Mais la notion de plateforme peut être conçue aussi de façon plus instantanée, avec comme point de vue primordial tel ou tel phénomène sédimentaire. Il est évident par exemple que, pour qui s'intéresse à la sédimentation de l'Aptien, la généralisation d'une dalle dolomitique – non seulement sur le domaine saharien, mais sur une partie de la Berbérie – évoque des conditions extrêmement homogènes de profondeur, faible et très régulière, de salinité et de condition de milieu relativement constantes, de vitesse de sédimentation assez comparable ; et cette homogénéité, et en même temps le contraste avec les zones argileuses qui règnent vers le large, m'ont paru justifier l'emploi de dépôts de plateforme. Or le terme paraîtra choquant à qui considérera qu'il a été employé dans le domaine plissé – et souvent très subsident de la Berbérie. Ayant introduit cette ambiguïté, j'ai pensé qu'il convenait de l'exposer sans détour.

2) INTERET DES DEPOTS DE PLATEFORME

Par nombre de leurs caractéristiques, les plateformes du passé – situées à la périphérie ou à la surface des boucliers continentaux – constituent un domaine original et d'un grand intérêt pour l'étude des processus sédimentaires : car le seul domaine alpin, où s'est tant développée la géologie, n'aurait pas pu permettre l'observation de certains faits importants qui s'y lisent à l'évidence.

L'étude de ces plateformes, en général, n'a débuté que tardivement : soit qu'elles fussent éloignées des régions les plus civilisées ; soit que des difficultés liées aux conditions d'approche ou d'observation n'en eussent entravé l'étude (régions désertiques, forêts intertropicales) ; soit, enfin et surtout, que la faiblesse des déformations n'y eussent amené que très parcimonieusement les séries à l'affleurement et que, dans ces conditions, il ait fallu attendre l'ère des forages profonds pour en prendre connaissance.

L'ouverture d'un champ d'investigation aussi nouveau et aussi vaste a été à l'origine d'idées nouvelles sur des concepts fondamentaux en géologie sédimentaire : la valeur et la signification paléogéographiques de certains faciès, la notion de rivage, les phénomènes de transgression et de régression, enfin les mécanismes mêmes de la sédimentation et les facteurs qui les conditionnent (tectoniques, bathymétriques, climatiques) ont dû être soumis à un nouvel examen. Mais l'examen de ces domaines nouveaux, s'il a permis de mieux comprendre des problèmes déjà connus, n'a pas manqué non plus de compliquer les données de certains et d'en poser d'autres inattendus : ceci d'autant plus que notre géographie actuelle, si profondément marquée par les mouvements et bouleversements récents, est plus apte à fournir une interprétation aux problèmes sédimentaires d'un monde alpin qu'à ceux posés par les immenses plateformes du passé dont rien sans doute ne peut donner une idée dans la nature actuelle.

B) LA RIGIDITE DU BATI STRUCTURAL SAHARIEN

Je me contenterai de renvoyer au chapitre consacré à l'étude structurale du domaine considéré. La rigidité du bâti structural – au moins depuis les premiers sédiments paléozoïques – est même peut-être le caractère saharien primordial : celui qui frappera le plus l'observateur arrivant de Berbérie en particulier et qui se trouvera en présence de ces hamadas *horizontales* si typiquement sahariennes. Nous avons vu que les cartes structurales assez précises, que l'on peut dresser désormais, ne confirment pas cette horizontalité apparente. En présentant de façon synoptique des déformations qui s'étalent parfois sur près d'un million de kilomètres carrés, ces documents tendent même à aggraver l'importance apparente de ces déformations. Mais les indications quantitatives établissent de façon formelle le caractère extrêmement léger des mouvements post-mésozoïques : le pendage des plateaux crétacés est souvent compris entre 5 et 10 millièmes, soit de l'ordre de 1/3 de degré.

Rappelons que cette rigidité du bâti structural s'est accompagnée d'une remarquable étanchéité à l'égard des phénomènes de métamorphisme : même les argiles siluriennes les plus profondément enfouies ont pu garder un caractère de fraîcheur absolument remarquable.

C) PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE PLATEFORME DANS LA SEDIMENTATION DU MESOZOIQUE SAHARIEN

Je ne ferai qu'évoquer trois groupes d'observations abondamment développées dans le texte ci-dessus ou dans des ouvrages antérieurs.

Source : MNHN, Paris

1) L'HOMOGENEITE DES EPAISSEURS. En réalité la plupart des intervalles stratigraphiques ont fourni l'occasion de noter l'extraordinaire homogénéité des valeurs d'épaisseur. Seuls quelques exemples en seront évoqués : cet horizon B (fig. IV.4) qui, épais de quelques dizaines de mètres, s'est généralisé sur plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés, montrant des variations d'épaisseur de l'ordre de 5 m par 30 km, pouvant descendre à 5 m pour 60 km ; cette barre aptienne (fig. X.1) où l'isopaque 20 circonscrit une région qui mesure plus de 600 km de l'Est à l'Ouest et plus de 500 du Nord au Sud, domaine où toutes les épaisseurs sont comprises entre 20 et 30 m ; ce Cénomanien argilo-lagunaire (*op. cit.*, pl. 44, fig. XII.4) épais de 130 à 145 m de la bordure du Mzab au Dahar tunisien et de la latitude de Guerrara à la hamada de Tinrhert, soit sur plus de 300 000 km^2, superficie résiduelle – après érosion récente – ; cette barre turonienne (fig. XIII.1) d'une puissance d'une centaine de mètres (± 10 %) sur plus de 600 000 km^2, sans compter les provinces adjacentes (régions atlasiques, régions libyennes) dont la considération doublerait au moins ce chiffre, etc. Cette homogénéité des valeurs d'épaisseur peut donc être mise en évidence aussi bien par des intervalles stratigraphiques épais que très minces, et dans ce dernier cas elle s'avère particulièrement remarquable.

2) L'HOMOGENEITE DES FACIES. Deux aspects différents contribuent à établir cette notion. D'une part il y a le dépôt d'un faciès donné – restant identique à lui-même – sur un immense pan de la plateforme saharienne. J'évoquerai seulement ce sel déposé, en certaines périodes du Salifère principal, des confins atlasiques à la lisière de la hamada de Tinrhert et de l'Ouest à l'Est des hamadas du Sud-Oranais au Golfe de Gabès (et peut-être au-delà) ; je rappellerai cette anhydrite de l'unité stratigraphique dite Anhydrite et dolomie inférieure (*op. cit.*, fig. 59) déposée sur une aire mesurant au moins 400 x 1 200 km ; ces grès barréméens ou ces craies et dolomies turoniennes, les uns et les autres généralisés sur plus d'un million de kilomètres carrés, d'un seul tenant. Pour entrer un peu plus dans le détail, rappelons l'existence dans le Trias gréseux de quatre repères granulométriques successifs, identiquement observés dans des forages distants de près de 150 kilomètres.

Mais, à côté de cette permanence d'une nature lithologique donnée, pour la plupart des intervalles stratigraphiques, la considération du faciès global met en évidence des variations assez importantes. Et ces variations sont remarquables par leur caractère extrêmement progressif et régulier. Parmi les nombreux exemples qui pourraient être cités, je choisirai cette carte des pourcentages des carbonates du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien (fig. VIII.13) où *toutes* les valeurs de 70 à 10 % s'ordonnent admirablement en bandes (équidistance d'isopourcentages, 10 %) d'orientation *grosso modo* parallèle, dans un domaine de 400 x 800 km. Et également cette carte des carbonates de l'Aptien (*op. cit.*, fig. 84 ; fig. X.1) où les valeurs de pourcentages de ces constituants chutent, des confins mésogéens au domaine continental, de 100 à 0, avec une régularité et une progressivité extraordinaires. Les mêmes phénomènes pourraient être évoqués à propos de l'Albien (fig. XI.5), du Cénomanien (*op. cit.*, fig. 99, 100), à propos du sel et de l'anhydrite du Sénonien lagunaire (*op. cit.*, fig. 124, 125), etc. Quant à la gamme des faciès globaux que permet d'observer le Bathonien (fig. V.13), elle est absolument remarquable, tout en se faisant toujours avec une admirable progressivité.

3) CONCLUSIONS. L'extraordinaire homogénéité des valeurs d'épaisseur suppose une même homogénéité pour la valeur de la subsidence, preuve supplémentaire de cette rigidité du bâti structural. La constance des faciès – à l'inverse de différenciations locales, d'origine bathymétrique ou autre – contribue à suggérer un plancher sédimentaire d'une extrême horizontalité. Au total *l'observation de ces feuillets homogènes, déposés régulièrement sur une aire infiniment grande par rapport à leur épaisseur, conduit à l'expression de "mince voile de sédiments"* (1) qui ont recouvert la plateforme saharienne. Cette disposition, très générale dans le Mésozoïque saharien, est une donnée fondamentale qui s'oppose catégoriquement à la disposition des dépôts de régions plissées, cantonnées dans des fosses très subsidentes jouxtant des zones ascendantes, ou à la disposition de certains dépôts de plateforme dits par "accrétion latérale" ou par "progradation" (L. Yapaudjian, 1970).

(1) Beuf *et al.* (1962) : "Les grès des Ajjers sont discordants sur le Hoggar comme un mince voile de sédiments..."

Source : MNHN, Paris

II. SITE PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PLATEFORME SAHARIENNE

Alors que les conditions de plateforme ne sont pas propres aux régions sahariennes, la position de ces régions, entre le domaine mésogéen d'une part et l'immense continent africain d'autre part, est un trait réellement spécifique. "Or ce trait a revêtu une importance considérable tout au cours du Mésozoïque en particulier. Pour en faire mieux prendre conscience, j'évoquerai une simple observation : dans la plupart des dépôts jurassiques du bassin de Paris – autres sédiments de plateforme typique – les faciès restent marins jusqu'à proximité de la limite d'extension de chacun des étages. Les parties à faciès continental ou à tendance continentale n'ont qu'une importance tout à fait minime ou même ne sont pas représentées. Visiblement ces dépôts ne s'appuyaient pas sur un continent nourricier vaste et important. Au contraire le bâti africain se présentait, vraisemblablement, au Mésozoïque (1) comme une des masses continentales les plus importantes, sinon même la plus importante de toute la planète. Il n'est pas étonnant dans ces conditions que ce continent ait pu fonctionner comme un inépuisable pourvoyeur de la sédimentation détritique. De ce fait les faciès continentaux ou à tendance continentale ont pu prendre une extension inaccoutumée" (*op. cit.* p. 787-789).

Entre ces faciès continentaux importants et les faciès marins – en relation avec la Mésogée et abondamment représentés dans tout le Nord du domaine saharien – à de nombreux intervalles stratigraphiques du Mésozoïque, des dépôts intermédiaires ont pu se développer parfois avec une importance considérable. Ces dépôts à caractère intermédiaire, difficiles à caractériser et à définir avec précision, sont d'autant plus intéressants qu'ils n'ont que peu d'équivalents dans la nature actuelle. Ce sera en partie l'objet des chapitres suivants.

(1) Il faut rappeler que les dépôts paléozoïques, hormis certaines provinces des confins atlasiques (Carbonifère du bassin de Bechar ou Permien du Tebaga) qui peuvent être relativement carbonatés, sont en général remarquablement terrigènes. Et ces dépôts ont constitué en grande partie les bassins-versants des bassins mésozoïques successifs.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XIX

EXEMPLES DE REPARTITION DES FACIES SUR LA PLATEFORME SAHARIENNE

1) Les dépôts carbonatés

Les considérations développées dans ce chapitre porteront sur la disposition des grands ensembles lithologiques (carbonates en général ; ou calcaire et dolomie, etc., opposés aux autres grandes classes de sédiments) dans les successions verticales et en répartition horizontale ; plutôt que sur l'examen des échantillons (faciès et microfaciès), examen qui a été abordé dans les études analytiques (affleurements du Sud-tunisien, *in* 1967 ; coupes de sondages *in op. cit.*). Par ailleurs dans le texte ci-dessous consacré aux dépôts carbonatés, je distinguerai un peu artificiellement sans doute, des associations carbonates-évaporites – à la suite desquelles j'envisagerai le classement calcaire-dolomie –, des associations carbonates-détritiques, des époques à carbonates prédominants ; j'examinerai enfin les lueurs que peuvent jeter la disposition et la nature des faciès sahariens sur le contrôle de la sédimentation carbonatée.

I. LES EPOQUES D'ASSOCIATION CARBONATES-EVAPORITES

Plusieurs unités stratigraphiques du Mésozoïque saharien présentent des associations remarquables de masses très importantes de carbonates et d'évaporites. Les rapports entre la répartition des faciès et celle des épaisseurs suggèrent deux types d'associations bien différentes.

A) LA SEGREGATION NORMALE, PROCESSUS DE PLATEFORME

Plusieurs intervalles stratigraphiques mettent en évidence une **répartition des carbonates et des évaporites rigoureusement indépendante de la disposition des zones de subsidence.** Dès lors il est difficile d'*imaginer*, entre le dépôt des carbonates et celui des évaporites, une barre, un seuil ou même une quelconque zone résistante, bref un dispositif topographique qui aurait favorisé mécaniquement le piégeage de saumures en voie de concentration dans une aire distincte de l'aire de dépôt des carbonates, cette dernière assimilable à la mer ouverte.

D'autre part, la localisation respective des carbonates et des évaporites n'est pas quelconque : les carbonates des époques considérées – époques d'association carbonates-évaporites – sont en général surtout importants sur les confins mésogéens, c'est-à-dire au Nord et au Nord-Est du domaine. Au contraire les évaporites sont surtout abondantes en position distale par rapport à la mer ouverte, c'est-à-dire vers le Sud et le Sud-Ouest, ou encore dans la direction continentale.

Ces conditions de gisement doivent être rapprochées de l'extrême platitude du plancher sédimentaire de la plateforme mésozoïque saharienne. Extrême platitude qui me semble démontrée à la fois par la rigidité du bâti structural, la grande homogénéité et la généralisation sur d'énormes superficies de fugaces intervalles lithologiques – qui constituent ainsi d'excellents niveaux-repères.

Bref, l'ensemble de ces conditions ne me semble pouvoir s'accommoder que d'une interprétation génétique : tandis qu'au plus près de la mer ouverte et de la masse océanique, où s'opéraient normalement les brassages qui y sont de règle, se déposaient des carbonates, en position distale par rapport à cette mer ouverte, différents processus hydrodynamiques favorisaient un confinement pouvant aller jusqu'à la cristallisation de sel (anhydrite, sel gemme). Je reviendrai sur ces processus hydrodynamiques au chapitre suivant consacré aux évaporites : disons seulement qu'on peut les imaginer liés au caractère pelliculaire d'une nappe d'eau peu profonde, surtout par rapport à l'énorme extension géographique de la plateforme qu'elle recouvrait.

Source : MNHN, Paris

Parmi les exemples de cette disposition qu'offre le Mésozoïque saharien, je n'en évoquerai que trois, sans fournir aucun détail, puisque le lecteur pourra les trouver dans les publications originales (1967 ; 1968 ; *op. cit.*).

Le premier est L'UNITE a2-B (sommet du Salifère principal). L'examen de cet intervalle dont on sait l'extrême intérêt quant à la genèse des évaporites et à la ségrégation des différents sels (1968), est également important pour la **répartition des carbonates par rapport aux évaporites**. Les cartes de faciès que j'ai publiées ne sont pas significatives à ce sujet car les argiles et les carbonates y ont été regroupés, pour être opposés au sel gemme et à l'anhydrite. Mais une coupe schématique (*op. cit.*, fig. 48 ; voir sur la fig. VII.15) et surtout le texte descriptif qui l'accompagne *(op. cit.)* établissent très nettement cette répartition : dans le Nord du domaine toutes les coupes manifestent la présence de dolomies argileuses, dolomies microcristallines, calcaires dolomitiques plus ou moins argileux, argiles dolomitiques (*op. cit.*, p. 288) ; de même dans le Nord-Est (Sud-tunisien), dolomies microcristallines, parfois à "fantômes" d'oolithes, injectées d'anhydrite et de gypse, calcaires dolomitiques pseudo-graveleux, parfois à Ostracodes ou même à débris d'Echinodermes, argiles dolomitiques, etc. ; toutes intercalations qui disparaissent vers le Sud et le Sud-Ouest – c'est-à-dire en tournant le dos à la direction présumée de la mer ouverte – au profit de l'anhydrite, puis du sel gemme. Par ailleurs je rappelle que l'intervalle a2-B présente avec une netteté particulière cette **indépendance absolue entre la répartition des zones de faciès et la répartition de la subsidence** (*op. cit.*, pl. 18) ; j'y reviendrai ci-dessous. En outre le même intervalle offre de beaux exemples – au moins à sa base et à son toit – de niveaux-repères d'extension considérable (a2, horizon B), amenant à supposer un plancher sédimentaire très plat ou du moins très peu différencié bathymétriquement.

L'HORIZON B fournit un autre exemple, non moins spectaculaire (fig. IV.4). Les carbonates occupent la *totalité* de l'horizon B dans un vaste domaine nord-occidental (Sud-tunisien) et restent abondants dans les zones adjacentes (partie orientale du grand Erg oriental) et dans les zones septentrionales (région des Daïas). Mais, sous le coup d'une évolution régulière et très progressive, ces carbonates s'amenuisent et même considérablement ; à l'extrême Sud-Ouest, il y a près de 90 % d'argiles ; dans un domaine central, sel et anhydrite approchent de 50 %, le reste étant surtout de l'argile et les carbonates étant quasi absents. La répartition de ces zones de faciès est suffisamment simple pour être fort bien rendue cartographiquement ; et il apparaît à l'évidence que cette répartition est totalement indépendante de la localisation des zones légèrement plus subsidentes ou légèrement plus résistantes. L'analyse élémentaire à laquelle la nature s'est livrée sur cette immense plateforme *n'est visiblement qu'en rapport avec l'éloignement relatif de la masse océanique ouverte et, à l'opposé, des aires continentales.*

Le troisième exemple correspond au CENOMANIEN ARGILO-LAGUNAIRE : les carbonates comme les évaporites, n'y représentent, du moins en général, que des éléments secondaires ; leur répartition, néanmoins, y revêt un caractère si schématique qu'elle mérite d'être évoquée ici. Malgré la difficulté qu'il y a à identifier des passées carbonatées – surtout dolomitiques – parfois fort minces, dans un régime d'alternances rapides avec des bancs d'argiles et d'évaporites (anhydrite, gypse, sel gemme), le résultat du dépouillement des logs de plus de 100 forages donnent cinq classes de pourcentages (*op. cit.*, fig. 99), qui s'ordonnent remarquablement, depuis les zones les plus riches sur les confins mésogéens, jusqu'aux zones les plus pauvres au Sud (Tinrhert) et au Sud-Ouest (Tadémaït). Nous passerons pour l'instant sur les zones exceptionnelles qui viennent rompre la simplicité schématique de ce classement des faciès ; mais nous y reviendrons ci-dessous (voir la ségrégation en rapport avec une subsidence différentielle). La confrontation des données des faciès et de la répartition des épaisseurs (*op. cit.*, pl. 44 et fig. XII.6) suffit à établir ici encore l'indépendance des unes et de l'autre et par conséquent *la seule intervention d'un* **confinement hydrodynamique** sur une plateforme très vaste, à nappe d'eau très peu profonde.

Si l'on ajoute à cette simple carte des carbonates, les données sur l'**anhydrite** (*op. cit.*, fig. 100) et le sel (*op. cit.*, fig. 101) on constate un *assemblage* de l'ensemble tout à fait satisfaisant : les maxima d'anhydrite jouxtent ceux du calcaire vers le Sud-Ouest et sont eux-mêmes remplacés et relayés dans la même direction par les maxima du sel gemme. Une fois de plus les carbonates – quoique biogènes en très grande partie – prennent leur place dans la gigantesque analyse élémentaire qui s'est opérée sur cette plateforme saharienne, régulièrement et en indépendance complète de circonstances locales liées à la forme du plancher sédimentaire ou à la présence d'une subsidence différentielle – aux exceptions près que nous examinerons ci-dessous –.

Il n'est pas sans importance d'ajouter à ces seules données globales quelques détails sur les modalités de cet amenuisement des carbonates, du Nord et du Nord-Est vers le Sud et le Sud-Ouest. On a vu ci-dessus (fig. XII.5) comment les bancs de calcaires marins du Nord passent en partie vers le Sud à des argiles ou à des évaporites ; et comment le reste passe à des calcaires dolomitiques et à des dolomies dans lesquels la faune marine tend progressivement à s'estomper et à disparaître. J'ai signalé qu'aux affleurements l'un de ces deux derniers bancs dolomitiques m'a livré des exemplaires de très petite taille de Pseudodiadematidés (?), que l'on peut rapprocher des Oursins nains qui ont été signalés dans les eaux très dessalées (de l'ordre de 10 g par litre) de l'étang de Berre (communication orale de M.G. Lucas).

Source MNHN, Paris

En conclusion, des points importants sont à souligner dans cet amenuisement des carbonates à l'échelle de la plateforme et dans leur passage à des évaporites. L'ensemble des données s'oppose à ce qu'un seuil ou une zone résistante ait séparé les uns et les autres : il y a passage infiniment lent, régulier et progressif. D'ailleurs dans la description de détail de ces séries la mention de dolomie anhydritique ou de dolomie à fantômes d'organismes gypseux revient avec beaucoup de fréquence. Parallèlement à l'évolution lithologique qui affecte les carbonates (voir ci-dessous le paragraphe : le classement des calcaires et des dolomies), on note une évolution faunistique depuis le domaine océanique jusqu'aux aires continentales : dans un premier temps, raréfaction des organismes pélagiques, puis tendance à la disparition totale des organismes marins. Dans cette évolution qui va depuis l'aire la plus franchement marine jusqu'aux domaines continentaux, rien, nulle part, ne donne l'impression d'un rivage. Entre les derniers carbonates à faune marine et les argiles rouges très légèrement détritiques du fond du bassin (Tademaït), les formations d'argiles à évaporites tendent à évoquer un milieu intermédiaire, milieu qui n'aurait pas d'équivalent strict dans la nature actuelle, au moins avec un tel développement.

B) LA SEGREGATION EN RAPPORT AVEC UNE SUBSIDENCE DIFFERENTIELLE

La localisation de séries carbonatées – ou en partie carbonatées – sur des zones résistantes, s'accompagnant de la localisation d'épaisses successions évaporitiques dans les zones voisines les plus subsidentes, est un des faits les plus courants et les mieux établis de la géologie sédimentaire. L. Sloss considère même qu'il y a un lien obligatoire entre ces zones à subsidence très différente et l'apparition de faciès salins (voir ci-dessous le chapitre consacré aux évaporites). J'ai évoqué dans une publication récente des exemples d'un tel dispositif, d'après la littérature géologique : Nummulitique du Sud du Sahel tunisien entre Maknassy et Sfax, Cénomanien des Hauts-Plateaux entre Boghari et Djelfa, Lutétien entre Djellal et Negrine ; gypse ludien du bassin de Paris qualifié : "zone de subsidence – dépôt de gypse", qui jouxte la province à calcaire.

J'ajouterai simplement un nouvel exemple paru récemment (J. Gilluly, A.C. Waters, A.O. Woodford, 1968) et concernant le Permien de la plateforme russe : le gypse, l'anhydrite et le sel sont remarquablement cantonnés à la zone épaisse, tandis que les calcaires sont particulièrement abondants sur la zone mince.

Mais le domaine saharien fournit également des exemples de cette disposition. Je rappellerai le passage de faciès grandiose de *Chafiet-ech-Chaba*. Dans la zone centrale, subsidente, le Lias-Dogger inférieur est formé de plus de 600 m de gypses avec quelques intercalations argileuses et quelques bancs dolomitiques, ces derniers surtout à la partie supérieure. Or, au Nord de la vallée de l'oued Tatahouine, apparaît une zone résistante, très peu subsidente, et le Lias-Dogger inférieur s'y présente sous la forme de dolomies cristallines massives, qui – en quelques kilomètres – s'amincissent au point de ne plus être épaisses que de quelques dizaines de mètres ou même de quelques mètres.

Le cas du *Cénomanien argilo-lagunaire* pour être moins spectaculaire me paraît d'un intérêt au moins égal ; car, avec cet intervalle stratigraphique, se trouvent réunis les processus de ségrégation de plateforme (évoqués dans le paragraphe précédent) et ceux liés à la présence d'une subsidence différentielle. En effet on observe avec beaucoup de netteté que certains môles très résistants à la subsidence et assez localisés, ont été le siège de dépôts qui ne s'intégrent pas parfaitement au vaste classement régional décrit ci-dessus. Il s'agit en particulier de la sédimentation carbonatée – dolomitique surtout –, très riche, parfois pratiquement pure, qui a été rencontrée sur le dôme de Djeffara méridionale, sur le môle d'Hassi-R'mel et sur le môle d'El-Biod, c'est-à-dire parfois en plein milieu d'un domaine argilo-lagunaire. Et *vice versa*, la fosse de Gafsa en position relativement très septentrionale a une richesse en sulfate de calcium qui me semble anormale et seulement explicable par l'importance de la subsidence (piégeage des évaporites).

Soulignons les problèmes posés par des dispositions de ce type du point de vue des interprétations bathymétriques. Dès lors que les carbonates se sont déposés préférentiellement sur les aires résistantes et les évaporites dans les fosses subsidentes, il est difficile de continuer à considérer les évaporites comme le dépôt le moins profond de la série sédimentaire et les carbonates comme des dépôts plus marins et plus profonds. Mais si l'on cherche à échapper à ces dilemmes bathymétriques – probablement assez dépourvus d'intérêt sinon de signification – il faut reconnaître qu'il est assez difficile d'interpréter cette ségrégation des carbonates et des évaporites, en fonction de la répartition des zones de subsidence. Pour en revenir au Cénomanien argilo-lagunaire, on peut se demander par exemple si "les dolomies crayeuses ainsi déposées (à la périphérie du dôme de Djeffara méridionale) sont plus marines que la série "lagunaire", argilo-gypseuse, qui ceinture ce dôme au Nord-Ouest, à l'Ouest, au Sud et au Sud-Est" (*op. cit.*, p. 620).

Source : MNHN, Paris

II. LE CLASSEMENT CALCAIRE-DOLOMIE

Malgré la difficulté de distinguer ces carbonates et de déterminer leur importance respective – surtout quand la série n'a été étudiée que sur déblais de forages –, les données de plusieurs intervalles stratigraphiques du Mésozoïque saharien m'ont paru d'un certain intérêt. En effet le classement des valeurs globales de plus de 100 puits peut s'effectuer avec une telle régularité qu'il ne peut s'agir d'un phénomène accidentel, mais d'une ségrégation naturelle qui est parfois grandiose.

Le premier exemple peut être fourni par le BATHONIEN (*op. cit.*, fig. 65). L'expression globale, retenue en chaque point, et les imprécisions liées à la détermination de ces carbonates, n'ont permis de distinguer que trois classes, dont l'orientation sur la carte est approximativement est-ouest. Ces trois classes ne fournissent qu'une image grossière, mais c'est la seule qui permette de tenir compte de l'ensemble des valeurs, sans contradiction interne et sans limites trop compliquées. Dans la classe la plus septentrionale le rapport de la quantité calcaire à celle des dolomies (Ca/Do) est partout supérieur à 4 : c'est la zone calcaire. La classe suivante, large de 150 à 200 km et s'étalant sur plusieurs centaines de kilomètres de l'Est à l'Ouest, est limitée par les rapports Ca/Do = 4 (au Nord) et Ca/Do = 1/2 (au Sud). C'est la zone de passage où la dolomie se substitue au calcaire. Dans la classe plus méridionale le rapport Ca/Do est toujours inférieur à 1/2, c'est la zone des dolomies. Tout à fait au Sud les carbonates représentant moins de 8 % de la totalité de la série, les valeurs du rapport Ca/Do n'ont pas été considérées comme significatives. On voit déjà dans cet exemple, malgré la grossièreté du classement, à quel point et jusqu'à quelle échelle le calcaire apparaît comme le carbonate du domaine marin franc et la dolomie celui du domaine à tendance continentale.

Le CALLOVIEN-OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN a fourni des données plus précises (*op. cit.*, fig. 90 et fig. V.6) et qui établissent les mêmes faits avec plus de détail et plus de force. Dans chaque sondage on a envisagé l'épaisseur cumulée des bancs calcaires et des bancs dolomitiques et calculé le rapport de ces deux quantités. Les valeurs de ce rapport qui ont été obtenues sur une superficie de plus de 500 000 km², s'ordonnent de façon parfaite. Quatre zones limitées par des valeurs simples ont pu être dessinées, qui mettent en évidence une évolution régulière parfaitement progressive. Les parties septentrionale – sur les confins mésogéens – et centrale sont celles où le calcaire est plus de deux fois plus abondant que la dolomie ; puis sur une zone relativement étroite, le calcaire devient égal à la dolomie, puis inférieur, puis il disparaît ; désormais, sur plusieurs centaines de kilomètres, la dolomie reste le seul carbonate représenté. Soulignons que ces zones s'ordonnent de façon hémi-concentrique et parallèlement aux bordures du bassin. Bref ce classement géographique fait encore apparaître le calcaire comme le carbonate marin et la dolomie par excellence le carbonate du domaine péricontinental : il ne s'agit pas d'une découverte ou d'un fait nouveau, mais l'échelle du phénomène est sans doute assez inaccoutumée.

Dans le cas de l'APTIEN la répartition des calcaires et des dolomies telle qu'elle a pu être estimée sur les logs n'a pas montré un classement aussi régulier ; seuls ont pu être distingués un domaine où le calcaire serait dominant et un autre où la dolomie serait dominante (*op. cit.*, fig. 85). A vrai dire la logique de cette répartition n'apparaît pas très clairement. Par contre l'évolution des carbonates à la limite des aires plissées et des régions tabulaires est parfois remarquable : les calcaires riches en Foraminifères et en Algues de Guelib-et-Tine – faciès classique sur une partie importante de la Berbérie méridionale – passent, *en quelques centaines de mètres*, aux dolomies azoïques, qui s'étendront ensuite sur un millier de kilomètres. J'ai déjà souligné que cette marque des conditions *lagunaires*, qui s'opposent aux conditions marines franches qui régnaient en Berbérie, reste assez mystérieuse dans ses modalités (conditions particulières de chimisme, phénomènes diagénétiques, etc.).

Je ne reviendrai pas sur le CENOMANIEN argilo-lagunaire : celui-ci présente des phénomènes de ségrégation calcaire-dolomie auxquels j'ai déjà fait allusion, mais dont je n'ai pas fourni d'expression cartographique. Par contre au niveau du TURONIEN, la carte de répartition des calcaires dominants et des dolomies dominantes (*op. cit.*, fig. 109) fournit une image dont une partie seulement des traits sont aisément explicables. Il n'y a plus ségrégation des deux carbonates en fonction seulement de la position de l'aire considérée par rapport à la mer ouverte et par rapport à la direction continentale ; mais aussi intervention, semble-t-il, de phénomènes liés à une subsidence différentielle. Il est évident en effet qu'il y a une certaine coïncidence entre les zones résistantes, peu subsidentes, et les zones à dolomie prédominante : haut d'El-Biod (zone III sur la carte citée), confins de la hamada-el-Homra (IV), Tademaït (V), Mzab (I), dôme de Djeffara méridionale (partie extrême-orientale de la zone II). Je reviendrai sur la nature de cette barre turonienne avec le paragraphe consacré aux époques à carbonates dominants.

Il semble que l'on puisse conclure de l'examen de ces quelques cas qu'une ségrégation très nette existe, en général, entre les dépôts de calcaire et ceux de dolomie, les premiers côté mer ouverte, les seconds caractérisant le domaine de plateforme ou même la partie distale – par rapport à la mer ouverte – de la plateforme : le mécanisme responsable du confinement aurait permis une concentration des eaux marines qui,

Source MNHN, Paris

avant d'amener la cristallisation de sels d'évaporation, aurait favorisé une précipitation de dolomie sur une aire parfois étendue, ou une dolomitisation très précoce de dépôts calcaires. Cette dolomie se présente d'ailleurs comme un équivalent latéral de calcaires déposés en zone marine plus ouverte. Exprimons enfin cette évidence que cette abondance de dépôt de dolomie constitue un trait supplémentaire pour singulariser cette sédimentation de dépôt de plateformes du passé et l'opposer aux sédiments de la nature actuelle où la dolomie primaire constitue une curiosité statistiquement négligeable.

III. LES EPOQUES D'ASSOCIATION CARBONATES-DETRITIQUES

La distinction avec les associations "carbonates-évaporites" n'est pas toujours parfaitement nette. Car dans l'association carbonates-évaporites, au-delà des accumulations évaporitiques, on peut trouver au moins de grosses masses argileuses, d'origine vraisemblablement détritique. D'un autre côté, les évaporites ne sont pas toujours complètement absentes des époques dites d'association carbonates-détritiques, en particulier au Callovien-Oxfordien-Kimméridgien. Etant donné le caractère un peu artificiel de la distinction, il n'y aura pas à s'étonner d'arriver à des conclusions qui rappelleront celles des paragraphes précédents.

A) L'EVOLUTION DE LA REPARTITION GLOBALE DES CARBONATES (carte en isolithes et en isopourcentages)

Dans les intervalles où les carbonates s'accompagnent principalement de sédiments détritiques, certaines cartes mettent en évidence une évolution admirable de régularité, de lenteur et de progressivité. La plus remarquable sans doute est celle des carbonates du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien (*op. cit.*, fig. 69 ; fig. VIII.13). Plus de 100 sondages, répartis sur une superficie de plus de 300 000 km², établissent un amenuisement extrêmement progressif depuis le Nord et le Nord-Est jusqu'au Sud et au Sud-Ouest : *on peut suivre et cartographier l'amenuisement des valeurs de plus de 70 % à moins de 10 %, en dessinant les isopourcentages de 10 en 10 %*, sans que se présente de donnée contradictoire ou aberrante dans cette répartition extraordinairement régulière.

La carte des carbonates de l'Aptien me semble également parlante : sur 700 000 km² les données de tous les puits, relatives aux carbonates, peuvent être classées en six zones limitées respectivement par les valeurs 100, 75, 50, 25 et 0 %. Et ces zones, parfaitement successives, s'allongent perpendiculairement à la direction qui va de la masse océanique aux aires continentales (*op. cit.* fig. 84 ; fig. X.1). L'intercalation albo-vraconienne fournit le dernier exemple auquel je ferai allusion : les teneurs en carbonates passent encore de 100 % à moins de 25 % avec une régularité qui permet de cartographier des classes successives (fig. XI.4).

Cette répartition des carbonates, cet amenuisement depuis les confins mésogéens jusqu'aux aires péricontinentales, est remarquable par l'échelle du phénomène : la régularité et la progressivité du biseautage des bancs calcaires serait sans doute moins frappante si elles ne s'étalaient pas – sans le moindre gradient brutal – sur des superficies couramment supérieures à 500 000 km². J'ai vu dans cette régularité de la répartition des zones de faciès "un caractère dont la signification paléogéographique est importante : seul un plancher sédimentaire d'une extrême horizontalité est compatible avec une telle zonation. D'une horizontalité telle que la répartition des faciès ne se trouve réglée que par la distance au domaine mésogéen d'une part, au domaine continental d'autre part ; sans aucune influence pertubatrice provenant de différenciations locales d'ordre bathymétrique ; ou d'apports continentaux localisés au droit d'un cours d'eau, comme l'observation en est classique dans la nature actuelle" *(op. cit.* p. 591).

Toutefois le caractère parfaitement progressif de cette évolution risque encore d'être imputé au fait que les cartes considérées sont dressées sur des indications globales. C'est-à-dire que l'on pourrait par exemple nous opposer que l'amenuisement *progressif* des carbonates n'est dû qu'à la disparition successive des différents bancs qui constituent l'intervalle ; cette disparition de chaque banc élémentaire pouvant être relativement brutale – sur une ligne correspondant au "rivage" de l'époque du banc, entre mer et continent – ; et que par conséquent *cet amenuisement progressif global ne saurait à lui seul établir des variations lentes et progressives des faciès, depuis les plus marins jusqu'aux continentaux* ; c'est pour pouvoir porter un jugement sur ce dernier point, d'importance capitale, que nous examinerons maintenant de plus près l'évolution des faciès, dans les intervalles stratigraphiques ci-dessus examinés.

B) L'EVOLUTION PROGRESSIVE DES FACIES

Je reprendrai tout d'abord l'examen du CALLOVIEN-OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN. Je rappellerai que les résultats des études de Y. Reyre (1970, fig. 12) sur le contenu palynoplanctologique de ces couches aboutissent à l'hypothèse d'une évolution progressive du faciès : dans le Nord et le centre, les échantillons étudiés contiennent des microforaminifères et des Acritarches (zone I = domaine marin permanent) ; plus au

Source MNHN, Paris

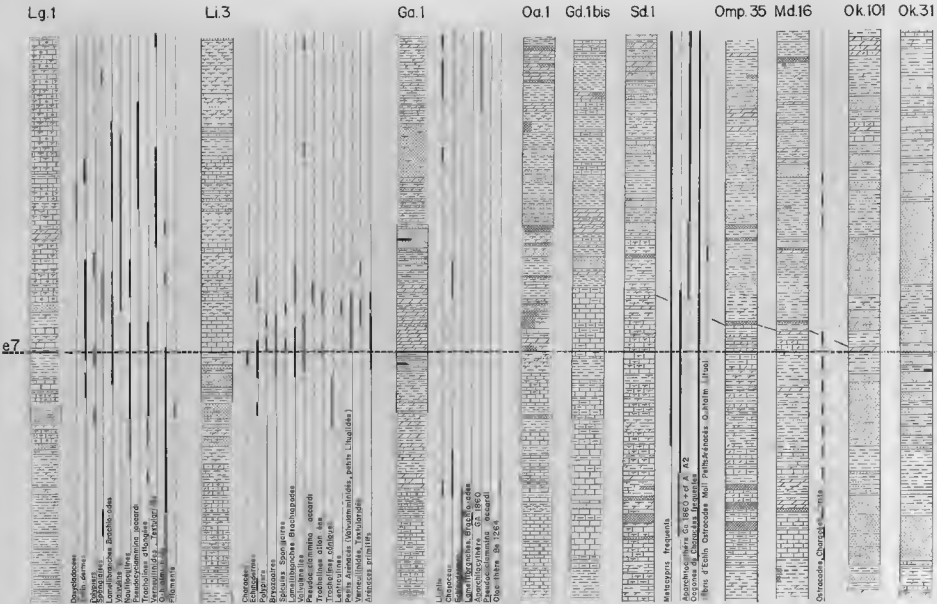


Fig. XIX.1. — **Coupes de la partie moyenne du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien, et en particulier de l'intercalation carbonatée dont le mur définit le repère E7, depuis le Nord de la Province septentrionale (Lg.1) jusqu'à la région d'Hassi-el-Hadjar. L'amenuisement des carbonates, avec passage conjointement des calcaires aux dolomies, au sein d'une série argilo-détritique, se fait de façon remarquablement progressive ; en même temps la faune purement marine disparaît au profit des seuls Ostracodes et des Characées, qui eux-mêmes finissent par disparaître vers le Sud-Ouest. Les faits seraient sans doute plus démonstratifs si la coupe était orientée perpendiculairement aux lignes de variation de faciès. Mais la position relativement orientale de certains puits (tels que Gd.1 bis) explique peut-être en partie que l'évolution des calcaires et des dolomies ne soit pas parfaitement *rectiligne* ; par ailleurs l'absence de données faunistiques sur de nombreux puits empêche de suivre dans le détail l'aspect de cette évolution.**
Les renseignements paléontologiques sur Lg.1 et Li.3 sont issus du rapport dû à F. Coumes et A. L'Homer (1962).

Source : MNHN, Paris

Sud quelques-uns au moins contiennent des microforaminifères, la plupart des Acritarches (zone II = domaine laguno-intermédiaire à épisodes marins) ; plus au Sud encore, les échantillons ne contiennent ni microforaminifères, ni Acritarches et souvent ne contiennent plus aucun reste organisé (zone V = domaine continental sub-aérien). Mais ces résultats ont encore une assise *globale* et leur portée peut donc être encore contestée.

C'est pourquoi je crois qu'il faut envisager l'étude d'une passée lithologique homogène, d'un synchronisme relativement bien assuré, et que l'on suivra de proche en proche (fig. XVIII.1). Pour cela j'ai choisi l'intercalation carbonatée dite E 7, qui existe, à la partie moyenne de l'intervalle, dans la partie septentrionale – où elle a été définie – et dans une grande partie de la Province centrale. Trois faits me paraissent à souligner dans l'évolution qui s'observe du Nord vers le Sud : 1) *la réduction d'épaisseur très importante* qui va, tout à fait au Sud, jusqu'au biseautage total au sein de formations argilo-gréseuses. L'amincissement de cette passée se faisant, alors que l'intervalle total (Callovien-Oxfordien-Kimméridgien) reste approximativement isopaque, il est hautement probable que l'amincissement et le biseautage de cette passée carbonatée procède d'un passage de faciès ; 2) *la modification progressive de la nature lithologique* est également très nette : calcaire crayeux parfois marneux, à débris, fausses oolithes et débris roulés, au Nord ; puis calcaire dolomitique et dolomie ; dolomie à anhydrite ; et enfin dolomie à passées sableuses ; toute une évolution qui évoque des conditions de dépôt profondément différentes d'une extrémité à l'autre de la zone d'extension ; 3) *l'évolution de la faune* est également symptomatique : au Nord des débris d'Echinodermes, de Polypiers, de Lamellibranches, des spicules de Spongiaires sont signalés en abondance ; à Hassi-Messaoud ne restent plus que des Characées et des Ostracodes de salinité inférieure à la normale (Aparchitocythère) ; plus au Sud encore la faune disparaît et les carbonates résiduels se biseautent. Je crois que les deux dernières observations sont capitales pour rétablir une image point trop inexacte des conditions paléogéographiques de ce dépôt : il n'y a pas eu calcaire marin franc se déposant jusqu'à un *rivage*, au-delà duquel s'accumulaient des formations continentales ; mais on voit au contraire le calcaire marin passer à des faciès lagunaires, sursalés et dessalés, précédant eux-mêmes des équivalents latéraux à tendance continentale. Les observations de détail rejoignent les considérations globales pour suggérer le passage continu d'un domaine marin à un domaine continental avec une très vaste aire à caractère intermédiaire.

L'APTIEN ne se prête pas à des reconstitutions de cette précision, à cause de l'importance des faciès dolomitiques d'où toute trace de restes organisés a disparu, et le passage – ci-dessus évoqué – des calcaires marins aux dolomies risque de n'être à imputer qu'à des conditions diagénétiques particulières. Mais le passage, plus au Sud (Had. 1), à des dolomies cristallines à débris ligniteux (*op. cit.*, p. 558) ou, plus au Sud encore, à des argiles dolomitiques sableuses ayant fourni des Ostracodes (Te.1 *ibid.*) évoquent également cette évolution progressive.

L'ALBO-VRACONIEN est un cas intéressant car les données de sondages ont permis de relier les données des affleurements de Berbérie à celles du Tinrhert (région d'In-Akhamil – Alrar), les unes et les autres distantes d'un millier de kilomètres. J'ai déjà fait allusion à la réduction de l'importance globale des carbonates. Mais la considération du détail des faciès est loin d'être négligeable : depuis les calcaires et dolomies massifs, souvent riches en Foraminifères, des affleurements de l'Aurès (région d'Iguelfène par exemple), on passe à des bancs de dolomie azoïque, intercalés – en quantité de moins en moins abondante du Nord vers le Sud – dans des argiles, qui elles-mêmes s'enrichissent en éléments clastiques. C'est ainsi qu'aux affleurements du Tinrhert l'équivalent de l'Albo-Vraconien consiste en argiles rouges, parfois pélitiques, s'intercalant seulement de quelques bancs décimétriques de dolomie fine ; la formation n'évoque pas un milieu marin ni par sa constitution lithologique, ni par sa faune (dents d'*Onchopristis*, moules de *Vivaparidae – Campeloma ? alrarensis* Fischer –) (1). Cette évolution tout à fait progressive me paraît extrêmement remarquable, puisque l'on couvre une gamme de milieux de sédimentation allant des plus franchement marins à des milieux continentaux, ceci sans le moindre indice d'une discontinuité, quelle qu'elle soit, pouvant évoquer un rivage. Par ailleurs la persistance des bancs carbonatés, en dépit de cette évolution presque totale du milieu de sédimentation, est un phénomène remarquable qu'il convient de souligner et sur lequel je reviendrai.

C) CONCLUSIONS

Le passage latéral des séries carbonatées aux séries détritiques (argileuses, argilo-sableuses ou sableuses), malgré les différences qui l'opposent au passage carbonates-évaporites, apporte des enseignements assez

(1) D'ailleurs R. Hoffstetter (1959) attribue sans hésitation l'ensemble à une sédimentation continentale : "Le caractère continental du gisement est indéniable ; il est prouvé par l'absence d'Invertébrés marins à ce niveau et aussi par les caractères lithologiques du terrain. La présence en association de quelques Poissons de type marin peut s'expliquer soit parce que ceux-ci ont remonté les fleuves, soit même parce qu'ils ont pu s'adapter à un milieu d'eau douce (faune actuelle du lac Nicaragua)".

Source : MNHN, Paris

identiques. En particulier la progressivité du passage latéral, la modification lente des caractères des carbonates (caractères lithologiques *et faunistiques*), modification qui *annonce* le passage aux séries argilo-gréseuses, n'évoquent pas l'existence d'un rivage, ligne singulière séparant des faciès franchement marins de faciès franchement continentaux ; ces phénomènes évoquent au contraire l'étalement de milieux de sédimentation très divers, allant du marin franc jusqu'au continental (?), avec probablement développement entre les deux d'un domaine intermédiaire, mal définissable en terme de géographie actuelle.

Par ailleurs cette disposition très simple et très schématique des faciès ne cadre pas avec les interprétations tectoniques trop souvent proposées en pays alpin, en particulier lorsque l'on observe le passage vertical de séries marines à des séries continentales ou *vice-versa*. Sur la plateforme saharienne, la valeur de la subsidence était relativement homogène ; les eaux d'origine continentale et les apports qu'elles charriaient ont repoussé les influences marines qui apparaissent timidement dans le domaine intermédiaire, s'affirmant de plus en plus vers le Nord et le Nord-Est jusqu'aux formations franchement marines des confins atlasiques.

IV. LES EPOQUES A CARBONATES DOMINANTS

L'observation du passage latéral des séries carbonatées aux séries détritiques – avec la phase intermédiaire que peuvent représenter éventuellement les séries évaporitiques – risque de faire accorder à ce schéma une valeur générale. Et un géologue travaillant en Berbérie et observant le passage vertical des grès albiens aux carbonates cénomaniens et turoniens risque de penser que le domaine gréseux a simplement été décalé, au Cénomano-Turonien, vers le Sud par l'ampleur de la grande transgression méso-crétacée (communication orale de D. Bureau). Dr il semble qu'il n'en soit rien. Le domaine saharien, grâce au caractère très complet de la succession paléogéographique horizontale qu'il offre à l'observation, établit que certaines époques se présentent comme des périodes de sédimentation carbonatée quasiment exclusive. Je dirai surtout quelques mots de l'ensemble *Cénomanien supérieur-Turonien.*

Un des caractères frappants de cette masse calcaire est **son extraordinaire homogénéité.** Du point de vue lithologique d'abord. Les craies couvrent plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés au Sahara – comme elles ont recouvert à la même époque d'immenses superficies dans les régions mésogéennes, dans le bassin de Paris, sur une partie des Etats-Unis d'Amérique, etc. (1). Et ces sédiments représentent eux-mêmes une homogénéité tout à fait exceptionnelle, parfaitement mise en évidence par les diagraphies (1969, fig. 6) : ce caractère est d'autant plus apparent qu'il contraste fortement avec l'allure des intervalles encaissants où se succèdent en alternances répétées des passées lithologiques diverses. Le faciès de dolomie massive est non moins monotone : sur les affleurements sahariens il s'avère comme un des ensembles les plus remarquables et les mieux identifiables (Dahar tunisien, Mzab, région du Guehhad, région d'Alrar, etc.). Quand enfin ces calcaires cénomano-turoniens admettent une intercalation argileuse, c'est une coupe similaire qui s'observe en des points distants de plus de 1 000 km ; similaire non seulement par la succession lithologique, mais aussi par la nature des faunes et même la localisation des faunes par rapport aux ensembles lithologiques successifs (*op. cit.*, p. 682 fig. XIII.3). Certes cette homogénéité peut être imputée au régime marin qui s'est installé de façon prépondérante, pour une fois, sur toute la plateforme saharienne, et qui devait nécessairement engendrer les dépôts plus homogènes et plus monotones que les régimes lagunaires où le moindre déséquilibre des tendances en présence se traduit par des alternances lithologiques. Mais, comme je l'ai souligné par ailleurs, cette simple étiquette de milieu marin ne doit pas faire disparaître le caractère original de cette masse calcaire ; ceci d'autant plus que l'on connaît dans les régions mésogéennes – en Berbérie en particulier – des particularités, notamment faunistiques, de ces couches turoniennes (cf. *op. cit.*, p. 682).

L'installation **généralisée** des carbonates à cette époque est une réalité appuyée sur de nombreuses observations. Que les couches restent principalement carbonatées jusqu'à leur limite d'érosion ne serait pas un argument suffisant ; car on pourrait encore supposer que le domaine actuellement érodé a présenté des dépôts détritiques. Mais nous voyons en certains points les couches de cet âge venir en transgression discordante sur le socle (Paléozoïque ou Antécambrien), ainsi à Daïet-Djerdjir ou dans la dépression d'Amguid. Dr ces couches restent calcaires, admettant à peine quelques grains détritiques dans les premiers décimètres, à la base. Davantage, on connaît des zones au Sahara où les sédiments cénomano-turoniens se sont déposés *contre* des reliefs du socle : ainsi du djebel-Guehhad ou du djebel-Akhal ; ils sont néanmoins restés carbonatés et les conglomérats et les brèches de démantèlement ne constituent qu'une frange de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres autour des reliefs, au-delà desquels la dolomie crétacée apparaît inchangée (2). Dans le

(1) La craie est un des calcaires qui posent un problème pétrographique non élucidé : pourquoi n'est-elle pas recristallisée ? Il est assez frappant que ce sédiment singulier ait pris un développement exceptionnel dans les régions les plus variées du monde, à peu près au même niveau stratigraphique.

(2) Le Sahara est si vaste que l'on peut découvrir des contre-exemples : c'est ainsi que dans les Kem-Kem les calcaires cénomano-turoniens passeraient à des couches argilo-sableuses au sein desquelles ils se biseauteront. Ces exceptions, intéressantes, ne diminuent pas la portée des faits qui sont cités.

Source MNHN, Paris

domaine extrêmement vaste qu'ont permis d'étudier les forages, la mention de quelques passées détritiques sporadiques n'apparaît que dans quelques puits du Sud-Est de la Province septentrionale (*op. cit.*, p. 653).

Mais, même au sein du domaine étudié, les carbonates peuvent passer à d'autres faciés et deux exceptions à la généralisation des carbonates á cette époque méritent d'être citées.

1) Les argiles

De nombreux intervalles stratigraphiques, dans le Mésozoïque saharien, mettent en évidence une concentration préférentielle des argiles dans deux provinces nettement différentes ; et l'on *sent* qu'il faut attacher une signification différente aux unes et aux autres : dans le Sud il s'agit de dépôts jouxtant l'aire continentale, souvent argilo-pélitiques ou même à passées sableuses, oú les couleurs rouges sont parfois dominantes ; dans le Nord il s'agit au contraire de marnes et parfois même de marnes marines franches, fossilifères. C'est une distinction qui apparaît avec les commentaires de la plupart de mes cartes de faciès (*op. cit.*). Mais á aucune époque peut-être la distinction et la séparation des deux masses argileuses n'ont été aussi nettes qu'au Cénomanien supérieur – Turonien (fig. V.1). Cela tient au fait tout d'abord que les deux provinces argileuses, la septentrionale et la méridionale, sont isolées l'une de l'autre par plusieurs centaines de kilomètres où ne se sont déposées que des craies. En effet la province argileuse du Nord s'étend sur les confins atlasiques : les pourcentages supérieurs á 30 % sont cantonnés dans l'extrême-Nord, de Lg.1 á Oum.1 ; puis une bande assez étroite, où les valeurs sont comprises entre 20 et 30 % est jalonnée par les puits de Bordj-Nili et Pa.1 ; au-delá la décroissance est très rapide et les valeurs de pourcentages en argiles ne tardent pas, même, á s'annuler de façon complète ou á peu près. Nous ignorons tout de la nature minéralogique des phyllites argileuses, mais la faune signalée ici et là ne laisse subsister aucun doute : il s'agit de marnes marines très semblables á celles qui sont connues au même niveau en Berbérie, dans l'Aurés par exemple. La province argileuse méridionale, au contraire, qui affleure au Tinrhert et au Tademaït, ne dépasse pratiquement pas vers le Nord le 31e parallèle. Certes il ne s'agit pas d'argiles rouges continentales, mais de marnes vertes (fig. II.2), parfois à peine gypseuses, ayant pu livrer de rares Foraminifères et, en plus grande abondance, des Ostracodes ; marnes qui doivent être marines à en juger d'après les rares bancs de calcaires très fossilifères qui s'intercalent en leur sein.

La dualité de ces provinces argileuses, ici si nette, pose le problème de l'origine des minéraux argileux. En ce qui concerne la province méridionale, au plus prés de la position présumée des aires continentales, on peut penser que les minéraux argileux proviennent tout simplement des continents voisins sous l'effet d'une érosion mécanique à laquelle a pu s'ajouter une phase chimique exportée. Les minéraux argileux de ces marnes vertes méridionales ont dû se déposer quand les eaux douces continentales sont arrivées dans le bassin marin : des phénomènes de floculation aboutissant á un résultat de ce type ont été souvent évoqués au passage de masses d'eau de salinité différente. En somme ces argiles, avec leur origine continentale, représentent ici, malgré leur faciès marin, l'homologue des sédiments argilo-sableux qui se sont déposés, aux autres époques, au fond du bassin et au plus près du continent.

Mais les argiles de la province septentrionale ne sauraient s'expliquer aussi aisément. On a peine à croire que les phyllites, ou les éléments constitutifs de ces argiles, ont pu venir du Sud ; car il leur faudrait avoir transité sans s'être jamais déposés tout au long de la province purement crayeuse. Quant á faire venir ces argiles des fonds océaniques, il conviendrait de trouver des arguments qui viennent en étayer l'hypothése. Du fait de la fréquence de cette disposition – la plupart des faciés telliens du Crétacé ne sont-ils pas plus argileux (plus profonds, dit-on parfois) que ceux du Sud de la Berbérie – il s'agit d'un problème de géologie sédimentaire d'importance capitale et auquel il conviendrait de consacrer des études.

2) Les passées silicifiées

C'est un problème que je ne ferai qu'évoquer, car les études de pétrographie sédimentaire qui peuvent être menées grâce à l'existence, en abondance, de ces passées silicifiées sur la plupart des affleurements du Tinrhert, du Tadémaït et du Mzab, n'ont pas encore été menées à leur fin. Je préciserai seulement dès maintenant trois points.

a) Ces silicifications peuvent revêtir la forme de corps discontinus (rognons, etc.) (1) ou de lits plus ou moins entièrement silicifiés.

b) Ces silicifications qui n'existent pas ou peu – semble-t-il – dans les craies du centre de la plateforme, deviennent de plus en plus abondantes en direction périphérique, vers les limites d'érosion des affleurements : ceci est vrai aussi bien des rognons, que des lits silicifiés (voir la région d'Alrar – ou celle de Mazoula – étude

(1) A.F. de Lapparent et E. Basse (1948, p. 140) : "On y a noté (sur le Cénomanien entre Fort-Flatters et Ohanet) . . . un développement considérable de Spongiaires transformés en silex, qui jonchent le sol sur des dizaines de kilomètres". Mais tous ces silex correspondent-ils effectivement á des Spongiaires ?

Source : MNHN, Paris

du Tinrhert, à paraître). Cette disposition entraîne que l'on serait tenté d'imputer ces silicifications à des phénomènes superficiels largement post-sédimentaires, rappelant ce que l'on a désigné ailleurs sous le nom de silicifications climatiques. Il n'en est rien : ces niveaux silicifiés se prolongent et ont été retrouvés en forage, tant sous la hamada de Tinrhert que sous les hamadas sud-oranaises (ex. Taj.1, *op. cit.*, p. 650).

c) Il n'est pas sans intérêt de souligner que si le Turonien ne se charge pas le plus souvent en détritique en direction des bordures du bassin, par contre il tend à être envahi par les silicifications qui apparaissent un peu comme le faciès littoral des craies. Le phénomène ne serait pas propre au seul bassin saharien.

Un dernier phénomène qui me paraît frappant dans la sédimentation carbonatée du Cénomanien supérieur-Turonien, c'est l'instantanéité – au moins relative – de l'installation du régime carbonaté sur une aire très vaste. Certes il y a l'évolution décrite dans le niveau sous-jacent (fig. XII.5) c'est-à-dire dans le Cénomanien dit argilo-lagunaire, suivant laquelle l'apparition des carbonates a été d'autant plus précoce et d'autant plus totale que l'on considère un secteur plus septentrional. Cette évolution prouve qu'en toute rigueur l'installation des carbonates au cours du Cénomanien sur la plateforme saharienne n'a été que progressive. Il n'en reste pas moins que sur l'immense aire correspondant aux affleurements, des confins marocains, du Mzab, du Tademaït, du Tinrhert et des régions libyennes adjacentes (Sud de la hamada-el-Homra) le régime carbonaté (dolomitique, puis calcaire) a succédé aux argiles à gypses : 1) d'une façon relativement brutale ; 2) d'une façon apparemment synchronique, puisque l'on a toujours une dizaine de mètres de calcaires à *Neolobites*, sous la limite faunistique remarquable *Neolobites/Nigericeras*.

Il est également important de souligner que synchroniquement avec cette installation du régime carbonaté se note une extension du domaine sédimentaire qui se saisit sur le vif à Daïet-Djerdjir (fig. XII.3) et s'étend à des régions beaucoup plus méridionales, telle la région d'Amguid.

Conclusions

La portée des observations faites, dans ce texte, surtout à propos du Turonien, serait renforcée par la considération d'autres intervalles à dominante carbonatée, tel que le Maestrichtien où l'on constaterait au moins un certain nombre de traits communs (présence – embryonnaire au moins – de deux provinces argileuses ; importance des silicifications *littorales*, etc.).

Ces intervalles à dominante carbonatée constituent néanmoins des exceptions dans le Mésozoïque saharien, où les faciès de l'ensemble de la plateforme tendent à mettre en évidence, en général, une gamme très complète allant jusqu'aux détritiques presque purs. Mais ces phénomènes sont classiques dans d'autres bassins, par exemple à la périphérie du Morvan : les calcaires du Lias et du Jurassique, lorsqu'on s'approche du Massif central, ne se chargent pas en éléments détritiques, ils tendent au contraire à devenir encore plus purs (communication orale de H. Tintant). Il est habituel *d'imputer une telle sédimentation calcaire généralisée à un monde complètement aplani et éventuellement recouvert d'une épaisse forêt protectrice.* Toutefois une simple observation soulignera la relativité de nos interprétations : c'est le fait évoqué par J.P. Mangin (1968, p. 45), que les fonds marins du golfe de Calvi, au plus près des reliefs spectaculaires de Corse, ne voient se déposer que du calcaire . . .

V. CONCLUSIONS : LE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION CARBONATEE

Les successions lithologiques du Mésozoïque saharien sont souvent homologues de celles voisines de la Berbérie. Or, en présence de celles-ci, les géologues ont coutume de faire intervenir des changements bathymétriques pour expliquer les faciès successifs. Le pays saharien grâce au panorama de faciès très complet qu'il permet de contempler rend sceptique quant à l'importance primordiale de ces variations bathymétriques. On nous dit qu'un approfondissement déclenché par un mouvement local est responsable de l'apparition de calcaires marins vraconiens succédant aux grès albiens dans telle fosse de l'Atlas saharien. Mais comment l'admettre alors que l'on assiste au Sahara, à cette époque, à la généralisation du régime carbonaté dans toutes les conditions de milieux et de profondeur. *Les conditions bathymétriques – en compagnie de bien d'autres – rendent compte sans doute des différences qui existent entre les carbonates de l'Atlas saharien et les bancs, résiduels, du Tinrhert : elles n'expliquent pas la sédimentation carbonatée de cette époque.* Soulignons que des faits analogues peuvent être tirés du Paléozoïque saharien : des conditions de milieu – y compris bathymétriques – ont imprimé une physionomie très différente aux argiles siluriennes ou aux bancs calcaires du Dévonien moyen ; mais l'homogénéité primordiale de cette nature lithologique ne doit pas être imputée à telles conditions de milieu locales.

Dans les interprétations tectoniques ce sont principalement l'existence ou l'absence de reliefs qui sont invoquées pour interpréter les successions lithologiques : l'apparition de carbonates étant mise en coïncidence avec une absence de reliefs assez généralisée, tandis qu'au contraire le passage de carbonates à des séries

Source : MNHN, Paris

détritiques est imputé à un rajeunissement du relief sur les aires continentales nourricières. De ce point de vue divers intervalles stratigraphiques se sont avérés intéressants. Je rappelle cet ensevelissement très progressif des reliefs d'Hassi-Messaoud lors du Trias gréseux par une succession comprenant un argilo-gréseux inférieur, un argilo-carbonaté et un argilo-gréseux supérieur (*op. cit.*, p. 238). L'ensevelissement est parfaitement progressif, sans extension spectaculaire lors de l'argilo-carbonaté, ni sans recul ou rémission lors des phases argilo-gréseuses. Et, d'un autre côté, lors de l'épisode de l'argilo-carbonaté, les faciès argilo-carbonatés restent identiques à eux-mêmes – sans invasion importante par les détritiques – jusqu'au fond des paléo-vallées et jusqu'au contact des reliefs. Disons que, dans ce cas, si la nature des sédiments est sous la dépendance des reliefs, il ne s'agit pas en tout cas des reliefs indigènes, dûment observables, mais de reliefs lointains et problématiques. Rappelons le cas de ces calcaires du Crétacé supérieur (Cénomanien, Turonien, Sénonien) qui viennent au contact des reliefs du djebel-Guehhad et du djebel-Akhal sans en être enrichis le moins du monde – hormis une frange insignifiante – en faciès détritiques. Que les grands épisodes argilo-gréseux ne puissent se concevoir sans le jeu puissant et entretenu de forces créatrices de relief sur les aires continentales bordant le bassin, c'est une hypothèse plus que plausible ; mais à coup sûr l'existence seule de ces reliefs est insuffisante pour expliquer l'ampleur de ces épandages.

Le plus souvent enfin, en présence d'une passée carbonatée – dans le domaine mésozoïque saharien ou dans les domaines voisins – les auteurs font allusion à une "**transgression**". Si l'on est tenté d'adopter ce terme, actuellement si ambigu, il convient au moins de le définir avec soin. Il convient de préciser que la modification du faciès observé peut être expliquée par un caractère marin du niveau considéré : il s'agit d'une transgression *marine*, qui ne s'accompagne pas forcément d'une extension du domaine sédimentaire sur les marges du bassin – qui serait une transgression tout court. Enfin il faut dégager avec énergie cette notion de transgression marine des apports qu'elle a reçus des transgressions marginales si particulières des phases interglaciaires quaternaires : envahissement par la mer d'un domaine le plus souvent jusqu'alors continental, exondé, aérien, structuralement complexe et sur lequel les sédiments transgressifs seront souvent discordants. Sur la plateforme mésozoïque saharienne la transgression correspondrait plutôt à une modification progressive du chimisme de la nappe d'eau, qui finit par permettre le développement d'une vie marine normale. D'où l'installation progressive du faciès – à l'inverse du déferlement de la mer sur un socle continental – et une concordance des couches qui est de règle absolue. Par surcroît, on notera que dans les transgressions eustatiques glaciaires le moteur se trouvait dans la mer (accroissement volumétrique de la masse océanique par fonte des glaces) ; alors que dans les "transgressions" mésozoïques sahariennes le moteur devait se trouver sur le continent, le milieu marin reculant lors d'apports d'eaux continentales importants et *vice-versa*.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XX

EXEMPLES DE REPARTITION DES FACIES SUR LA PLATEFORME SAHARIENNE
2) Les dépôts évaporitiques

I. INTRDDUCTIDN : INTERET DU MESOZOIQUE SAHARIEN DU POINT DE VUE DES EVAPORITES

A) L'ABONDANCE DES EVAPORITES DANS LA SERIE MESOZOIQUE SAHARIENNE

La description par unités stratigraphiques successives de la 2e partie du présent ouvrage m'évitera d'avoir à donner de nombreux détails. Le sel gemme, l'anhydrite ou le gypse peuvent être d'une abondance prodigieuse dans les terrains du Trias, du Lias, du Jurassique – moyen et supérieur –, du Crétacé supérieur. Sur une même verticale, dans le seul **Salifère principal**, l'épaisseur cumulée des bancs évaporitiques – à l'exclusion des argiles intercalées – peut approcher du millier de mètres. Dans le seul domaine reconnu par sondages, le sel gemme du Salifère principal représenterait un volume dont l'ordre de grandeur est de 100 000 km³ et l'anhydrite, 25 000 km³ ; soit une quantité représentant de l'ordre du 1/200e de la totalité du sel océanique actuel. Et l'on ignore dans quelles proportions ces chiffres seraient augmentés par la considération du prolongement de ces couches en Berbérie et dans le Golfe de Gabès, c'est-à-dire en continuité absolue. **Le Lias-Dogger inférieur**, pour n'avoir jamais donné lieu à des accumulations aussi épaisses, que le Salifère principal, sur une même verticale, représente quand même un dépôt évaporitique extraordinaire par son extension et parfois par sa pureté : les affleurements de gypses du Sud-tunisien (région de l'oued-Mestaoua) et du Nord de la Tripolitaine (région de Bir-el-Ghnem) en donnent une idée. Rappelons par ailleurs que dans les intervalles dits Anhydrite et dolomie inférieure ou dans celui appelé Anhydrite et dolomie supérieure, le dépôt de sulfate de calcium parfois massif s'est étalé sur une aire longue de plus de 1 200 km – non compris les prolongements de Djeffara libyenne – et large de plus de 400 km. Dn a vu l'importance des évaporites du **Cénomanien argilo-lagunaire**, avec ses bancs de gypse si remarquables sur la cuesta du Crétacé moyen des régions sahariennes. Quant au sel **sénonien**, il peut encore dépasser cent mètres sur une même verticale. Et – postérieurement au Mésozoïque – gypses et anhydrite du Lutétien représentent des dépôts non négligeables quantitativement (1).

Cette importance des évaporites dans le Mésozoïque saharien ne se marque pas seulement par ces prodigieuses accumulations, caractérisant certains niveaux donnés, dont l'équivalent est connu dans de nombreux bassins. Deux autres faits méritent d'être signalés.

1) Il s'agit d'abord de **l'existence de couches évaporitiques extrêmement minces par rapport à leur aire d'extension et qui peuvent constituer, de ce fait, d'excellents niveaux-repères.** Je ne citerai que deux exemples : a) l'intercalation à anhydrite, au toit du sel massif (intervalle d2-a2), qui, épaisse seulement de quelques mètres, s'est étendue sur plus de 130 000 km² (*op. cit.*, fig. 46) ; b) le niveau dit Anhydrite supérieure (Sénonien lagunaire), épisode épais également de quelques mètres (sauf dans la partie nord-ouest du domaine, où l'épaisseur peut augmenter notablement), ayant couvert néanmoins plus de 340 000 km² (fig. XIV.8). Je

(1) L'extrême abondance des évaporites sur cette plateforme saharienne paraît en contradiction avec les affirmations de L.L. Sloss (1969, p. 777) : "Although significant salt deposits have been formed on tectonically stables shelves... *shelf accumulation are trivial in member and volume* in comparison with salt successions precipited in basins that were tectonically negative at the time of evaporite deposition" ; le même auteur à propos des dépôts de sels parle de "strong affinity for the interiors of subsiding basins". Le Mésozoïque saharien constitue-t-il alors un cas extraordinaire ? A moins qu'il ne représente pas une "plateforme stable tectoniquement" (ce que je croyais), mais l'"intérieur d'un bassin subsident"? A moins encore que ne se trouve ainsi établi – une fois de plus – le caractère inutile sinon nuisible de cette habitude de classer et de nommer ce qui pourrait ne pas l'être.

Source : MNHN, Paris

reviendrai sur l'intérêt de ces niveaux évaporitiques pelliculaires dans l'interprétation de la genèse des évaporites.

2) Il est tout à fait remarquable, par ailleurs, que même les épisodes les plus franchement marins présentent quelques niveaux ou quelques témoins évaporitiques sur cette plateforme saharienne : ainsi du Callovien-Oxfordien-Kimméridgien, avec ses accumulations anhydritiques et gypseuses non négligeables (*op. cit.*, fig. 71) ; ainsi même du Cénomanien supérieur – Turonien qui, malgré ses caractères marins francs particulièrement indéniables, comporte la mention de gypses ou d'anhydrite dans de très nombreux sondages, soit en bancs individualisés, soit seulement sous la forme de traces (*op. cit.*, fig. III) ; ainsi également du Maestrichtien où, à côté de la présence d'anhydrite dans de nombreuses coupes, on a noté la fréquence des microfaciès à fantômes gypseux.

Or, précisons dès maintenant que cette permanence du dépôt des évaporites dans la série mésozoïque saharienne est un argument de poids, pour interpréter et expliquer la genèse de ces dépôts. Il est assez évident que cette permanence à elle seule est incompatible avec l'hypothèse qui consiste à faire jouer le rôle principal à un climat hyperaride : peut-on soutenir sérieusement que le climat hyperaride est resté fixement installé sur les régions sahariennes, pratiquement tout au long du Mésozoïque, sans jamais déborder sur la Berbérie voisine ? Une telle hypothèse est d'autant plus difficilement soutenable que l'on a signalé en d'autres régions des accumulations, également chroniques – sur des périodes de temps parfois fort longues – dans certains sites, tant que le cadre structural et la répartition de la subsidence dans ces sites ne se sont pas modifiés sensiblement (1). Or malgré le jeu qu'apportent actuellement les hypothèses mobilistes (déplacement des pôles, dérive continentale) dans l'implantation des zones arides, il semble difficile de reconstituer un globe terrestre normalement constitué en tenant compte à chaque époque de ces accumulations évaporitiques, dont le nombre d'ailleurs ne cesse de croître en fonction du développement des forages profonds. Bref il semble obligatoire, dès maintenant, d'invoquer, à côté de conditions arides, certaines qualités du cadre structural à la fois probablement du bassin et de ses régions périphériques.

B) L'INSIGNIFIANCE DES DEFORMATIONS TECTONIQUES QUI ONT AFFECTE LA SERIE MESOZOIQUE SAHARIENNE

Si les cartes structurales fournissent une idée de l'insignifiance des déformations tectoniques qui ont affecté ces couches mésozoïques sahariennes, on peut considérer que l'*absence des habituels phénomènes halocinétiques* établissait cette extrême rigidité du socle saharien : absence d'autant plus remarquable (2) que l'épaisseur exceptionnelle des séries salifères et argilo-salifères, gisant à des profondeurs parfois très importantes (2 000 à 4 000 m), représentait une conjonction de faits éminemment favorables à ces phénomènes de tectonique salifère.

"Or, la portée d'un pareil fait est inestimable : toute reconstitution hypothétique de la forme du bassin – obligatoire quand les sels ont flué –, peut être ici éliminée. Aucun *seuil* ne pourra être créé pour séparer tel ou tel dépôt, dès lors que la disposition observable n'en manifeste point la moindre trace. Les différents faciès se trouvent exactement dans les conditions de succession et de coexistence latérale qui ont été celles de leur dépôt. Enfin, les lessivages et les remplacements métasomatiques dont l'importance est souvent considérable sont ici réduits au minimum, puisque ce sont toujours les déformations tectoniques qui frayent une voie aux solutions responsables de ces lessivages et permettent les mouvements et les remaniements auxquels ces solutions donnent lieu" (1968 b, p. 128).

C) LA POSSIBILITE D'ETABLIR UNE STRATIGRAPHIE (OU UNE PARASTRATIGRAPHIE) DANS CES SERIES EVAPORITIQUES

En effet le principal obstacle à une étude minutieuse de couches évaporitiques, même quand ces couches ne sont point excessivement perturbées tectoniquement, réside dans la difficulté ou l'impossibilité de fonder une stratigraphie cohérente : absence de fossiles, rareté ou absence de niveaux-repères oblitérés par les passages de faciès, impossibilité d'établir des corrélations, etc. Je ne citerai que deux exemples de ces difficultés.

(1) L.L. Sloss (1969) cite par exemple le bassin de Williston qui contient des sels dévoniens, mississipiens et permiens et qui a des constituants évaporitiques dans chaque système de l'Ordovicien jusqu'au Jurassique.

(2) Sinon totalement complète, puisque l'on a pu supposer que les épaisseurs tout à fait exceptionnelles qui s'observent au Salifère principal dans l'axe Hassi-Amrane (Sn.2) – Hassi-Dorbane (Sd.1) ont pu être augmentées artificiellement par un léger bourrage qui représenterait un début de manifestation halocinétique.

Source : MNHN, Paris

1) Dans les relations entre les récifs fossiles et les évaporites inter-récifales, la discussion se poursuit depuis très longue date, entre les tenants du dépôt des évaporites concomitant de celui des calcaires – opinion qui a pour corollaire d'admettre que les organismes récifaux ont vécu *à côté* d'une eau suffisamment chargée pour déposer des sels – et les tenants du dépôt des évaporites postérieurement à l'édification des pinacles récifaux : dans le premier cas une ligne-temps matérialisée au sein des couches serait à peu près horizontale ; dans le second elle serait affectée d'un relief très fort. Et il est rare, en fait, de pouvoir trancher en toute certitude.

2) Un auteur a supposé que, dans le bassin salifère cambrien de la plateforme sibérienne, du sel avait pu se déposer au milieu d'un bassin marin ouvert, dont les parties périphériques conservaient une salinité normale et étaient habitées par une faune sténo-haline (Arkhangel'skaja *et al.*, 1960, *in*, A.L. Janshin, 1961) : ceci évidemment sur la foi de corrélations établissant une équivalence latérale et permettant de déduire un synchronisme entre les couches de sel et les formations marines. Janshin réfute cette affirmation (p. 9) : "Il est plus probable qu'en superposant les coupes faites dans les roches à faune sténo-haline, on a simplement laissé passer une petite strate argileuse ou carbonatée, sans fossile, correspondant á une phase de régression du bassin et au temps de la masse salifère puissante dans sa partie centrale. Les couches comportant des restes de faune situées au-dessus et au-dessous de cette strate correspondant, dans les parties centrales du bassin, non pas au sel mais à des roches plus jeunes ou plus anciennes que lui". Cet exemple permet de prendre conscience de l'importance de corrélations précises – et de l'établissement d'une véritable stratigraphie, c'est-à-dire chronologique – pour pouvoir envisager des interprétations génétiques.

Or le Mésozoïque saharien, s'il n'est pas le terrain d'élection d'une stratigraphie précise – et surtout dans ses niveaux salifères –, a permis en général d'édifier une parastratigraphie (cf. chap. IV) et présente un certain nombre de niveaux-repères que l'on arrive parfois à suivre malgré et au travers d'importants passages de faciès. Ces particularités sont à mettre en relation : 1) avec l'extrême homogénéité horizontale de la sédimentation saharienne ; 2) avec l'insignifiance des déformations tectoniques, qui n'ont pas perturbé gravement les successions voisines ; 3) avec les aptitudes remarquables des diagraphies à l'établissement de corrélations entre coupes de sondages ; ces différents facteurs ayant déjà été examinés ou au moins évoqués.

D) CONCLUSIONS

En réalité la coïncidence de ces trois faits : abondance exceptionnelle des évaporites, insignifiance des déformations tectoniques ; possibilité d'établissement d'une parastratigraphie, n'est vraisemblablement pas fortuite. Il est plus que probable que chacun des trois reflète la même réalité primordiale : la sédimentation du Mésozoïque saharien correspond à des dépôts de plateforme, particulièrement typiques, caractérisés à la fois par l'extrême rigidité du bâti structural – nullement incompatible avec une subsidence notable – et par ses dimensions exceptionnelles.

II. LES PRINCIPALES HYPOTHESES ET THEORIES SUR LA GENESE DES EVAPORITES

A) LA SEDIMENTATION DES EVAPORITES CONSIDEREE AUTREMENT QUE COMME UN DEPOT MARIN SOUS-AQUATIQUE

Je ne ferai qu'évoquer ces conditions, pour préciser qu'elles ne sauraient s'appliquer qu'à une petite partie des dépôts d'évaporites sahariens.

La naissance des évaporites en milieu continental est liée, à l'origine, à la "théorie désertique", due en particulier à J. Walther (1900-1924) : c'est d'avoir vu se former des évaporites dans des régions désertiques et pleinement continentales que des auteurs en ont tiré l'opinion que les grands gisements évaporitiques du passé avaient pu se former également en climat désertique et *en milieu continental.* On a d'ailleurs pu souligner la coïncidence vers la fin du siècle dernier entre le succès grandissant de cette opinion et le développement des grands voyages d'explorations scientifiques sur les boucliers continentaux jusqu'alors incomplètement reconnus (P. Wurster, 1966, *in* H. Salvan, 1968, p. 7).

J'ai souligné, à propos des évaporites sahariennes, que les considérations qualitatives s'ajoutent aux quantitatives pour exclure de façon catégorique la théorie continentale de leur genèse (1968 b, p. 130). Les relations, évidentes sur les cartes de faciès, entre les dépôts évaporitiques et la province mésogéenne, apportent un argument qui va dans le même sens. Et *vice-versa,* ainsi se trouve démontré, pour bien des exemples de

Source : MNHN, Paris

sédimentation évaporitique saharienne actuelle, le simple caractère de recyclage du phénomène : ce sont les sels *marins* déposés dans le Mésozoïque ou l'Eocène qui sont en effet à l'origine d'une bonne partie des dépôts sahariens salins récents ou sub-actuels.

La précipitation des évaporites en imprégnations interstitielles est une notion plus moderne, observée journellement dans la nature actuelle et fréquemment décrite. Il s'agit de la cristallisation de sels au sein d'un sédiment ; qui s'opère après un cheminement plus ou moins long des eaux d'imbibition; ce cheminement s'accompagnant d'une déshydratation progressive et par conséquent d'une concentration des sels contenus en solution. J'ai rappelé que ce processus, décrit en différents points du globe, a été particulièrement étudié ces temps-ci dans les sebkhas côtières de la Trucial Coast (Golfe Persique). On sait que J. Bourcart et J. Ricour ont envisagé un autre processus, qui se déroulerait dans une phase plus tardive de l'histoire sédimentaire : la cristallisation des sels originellement contenus dans l'eau d'imbibition des vases se produirait après l'enfouissement, parfois sous de fortes épaisseurs.

Il est évident que ces phénomènes ne sauraient rendre compte de la plupart des grosses accumulations massives d'évaporites du passé : 1) "l'*extension* de ces dépôts ... n'est pas compatible avec un processus mettant en jeu des circulations dérivées de la mer par un cheminement souterrain ... ; 2) de plus ... la *pureté* de certaines couches de sulfates ou de chlorures ... ne s'explique pas ; aucun processus de remplacement ne saurait être invoqué qui puisse rendre compte de la disparition totale du sédiment originel" (1968 b, p. 137). Par contre, ces mécanismes diagénétiques peuvent être à l'origine des nodules et des plages anhydritiques, salifères, parfois dolomitiques, signalés avec tant de fréquence, dans les faciès les plus variés des couches du Mésozoïque saharien.

On conclura de ces considérations que les grosses accumulations évaporitiques n'ont pu prendre place en milieu continental, non plus qu'au sein de sédiments côtiers déjà déposés. Les sels ne peuvent avoir qu'une origine océanique ; s'ils ne se sont pas déposés dans le milieu marin franc – dont on sait la remarquable aptitude à homogénéiser les concentrations de ses différents sels –, ils ont cristallisé dans un domaine en relation avec la masse océanique. Au surplus, ils résultent d'un dépôt sub-aquatique et non de cristallisation interstitielle. Ces interprétations sont admises, je crois, par la plupart des auteurs qui étudient les évaporites du passé ; il n'est pas sans importance de les rappeler quand le développement des études sur les sebkhas côtières actuelles tend à remettre en question un certain nombre d'idées bien établies au nom d'un actualisme un peu envahissant.

B) LES EVAPORITES, DEPOTS LES MOINS PROFONDS DE LA SERIE SEDIMENTAIRE MARINE

Il est assez singulier que les tenants de l'hypothèse marine des évaporites se sont en général séparés en deux groupes irréductiblement opposés : d'une part il y a l'opinion la plus ancienne suivant laquelle les évaporites représentent les dépôts les moins profonds de la série sédimentaire marine ; d'autre part il y a l'hypothèse de la sédimentation profonde. Dans le présent paragraphe je dirai quelques mots de la première hypothèse, très prisée jusqu'à une date récente puisqu'elle avait la faveur d'auteurs tels que J. Ricour, P. Pruvost, A.A. Ivanov, L.B. Rukhin, N.M. Strakhov, F. Lotze, etc.

J'ai exposé (1968 b, p. 138, 139) les deux catégories d'observations très différentes qui ont amené à cette opinion. D'une part la **considération des sites actuels de dépôt d'évaporites ou au moins de concentration des eaux en sels.** Parmi les premiers, on sait que des sites particulièrement remarquables sont les marais salants marginaux (1) sortes de plaines d'inondation qui reçoivent l'eau de mer seulement de loin en loin (marées de vives-eaux, tempêtes avec vent portant ou conjonction des deux phénomènes), laquelle eau de mer disparaît totalement par évaporation abandonnant ses sels dissous : le Rann of Cutch est un exemple classique, mais qui ne serait pas entièrement conforme en réalité à ce schéma ; la plaine d'inondation qui borde la lagune Ojo de Liebre (côte occidentale de Baja California) en serait un exemple parfait (F.B. Phleger, 1969). Quant aux baies peu profondes où apparaissent des concentrations salines anormales, j'ai déjà cité le golfe de Qatar ; de nombreux exemples pourraient également être cités tant sur la côte australienne que sur la côte africaine : les concentrations réalisées ne permettent la cristallisation de sel gemme que dans des conditions particulières ; par exemple dans le bassin méridional de la mer Morte, dont les eaux normales ont déjà une concentration proche de 300 gr/litre.

Les expériences menées sur l'évaporation de l'eau de mer et la forme donnée en général à l'exposé de leurs résultats ont également pesé sur les interprétations des géologues. La nature et le poids des sels déposés ont été énumérés *en fonction de la hauteur d'eau résiduelle* et cet énoncé a été souvent transposé brutalement

(1) La considération des marais salants artificiels évoque évidemment aussi une profondeur de dépôt extrêmement faible.

Source : MNHN, Paris

dans les interprétations paléogéographiques. C'est ainsi que l'apparition, dans une coupe, d'évaporites succédant à des carbonates appelle le plus souvent le même genre d'explications : *diminution de la profondeur d'eau*, ou bien renforcement des influences littorales, ou – ce qui veut dire la même chose – mouvement d'exondation, ou encore – en un mot – *régression*.

En fait les évaporites ont pu cristalliser effectivement, sous une tranche d'eau pelliculaire ou même en régime subaérien, sur des plaines d'inondation, surface horizontale à la limite de l'émersion. Mais une telle genèse ne peut que difficilement rendre compte des grands gisements d'évaporites du passé, aux épaisseurs parfois très importantes. Une première série d'objections concerne le jeu de la subsidence, avec l'équilibre très délicat qui doit être maintenu – tout au cours de l'accumulation – entre la valeur de cette subsidence et le niveau océanique. Une accélération de la subsidence et c'est l'envahissement par la mer et l'annexion au domaine océanique normal. Un ralentissement de la subsidence, et la croûte saline déposée se trouve exposée à la dissolution, au lessivage ou au moins à la déflation éolienne. L'autre objection repose sur la régularité des faciès et sur leur grande extension, deux caractéristiques de nombreux gisements d'évaporites du passé : les plaines d'inondation – soumises à des apports à la fois saccadés et d'inégale importance – ont toute chance d'être le théâtre de dépôts formés de fines successions et d'alternances de sels différents.

Régression et faciès évaporitiques. – L'association d'idées entre les évaporites et une profondeur d'eau très faible et même une nappe d'eau en cours – ou en fin – d'évaporation, a abouti à mettre en équivalence faciès évaporitiques et régression marine. Pour des géologues essentiellement habitués aux séries marines, régression marine et régression du domaine sédimentaire représentaient deux notions qui pouvaient être assimilées l'une à l'autre. J'ai souligné par ailleurs (1968 b, p. 141) la portée et la gravité de la confusion ainsi réalisée. En particulier les hypothèses structurales complexes échafaudées pour échapper à la contradiction que contiendrait l'observation : "les faciès de régression apparaissent transgressifs", sont sans fondement et la contradiction est inexistante. Elle repose sur une lacune verbale qui a fini par entacher la valeur logique du raisonnement : ce sont les faciès de régression *marine* qui apparaissent – et qui sont, peut-on affirmer – transgressifs. **La transgression au sens étymologique, ne représente qu'un étalement du domaine sédimentaire et elle peut être le fait de n'importe quel faciès ou condition de milieux, marins, continentaux, intermédiaires.** La plateforme saharienne montre des exemples grandioses d'une immense transgression sédimentaire dont le matériel de base est du sel gemme (1968 b, fig. 3 ; fig. III.7 et III.8) . . . (1).

C) LES EVAPORITES LIEES A UNE CERTAINE DIFFERENTIATION MORPHOLOGIQUE OU TECTONIQUE

1) LA THEORIE DE LA BARRE (différentiation morphologique).

La théorie de la barre représente un des efforts d'interprétation les plus anciens quant à la genèse des grands dépôts évaporitiques (G. Bishoff puis C. Ochsenius, 1877). Elle représente encore une des interprétations les plus souvent admises dans les travaux modernes.

a) SES FONDEMENTS DANS LA NATURE ACTUELLE

Dans la nature actuelle le milieu marin est d'une extrême homogénéité : la salinité conserve une constance tout à fait remarquable dans toutes les mers ouvertes. Les concentrations de sels dans les mers actuelles ne se réalisent donc que fort modestement (1968 b, p. 136, note 1), dans ces mers, sous la seule action de l'aridité climatique. Les seules concentrations notables ne s'observent que s'il s'ajoute, à des conditions d'aridité extrême (faiblesse des pluies et des apports par ruissellement, insolation forte et prolongée,

(1) P. Pruvost, *et al.* (1961) avaient abordé ce problème des régressions : "la fin du cycle sédimentaire (du Trias supérieur) a donc été marquée par un *étalement* des eaux, autrement dit par une transgression géographique, mais, dans le même temps, c'était bien une régression si l'on considère le faciès (p. 1742)". Et, à propos de ces phénomènes d'étalement : "De toute façon, la pellicule d'eau ainsi créée était vite vouée à la disparition par évaporation, déversement ou comblement du bassin" (p. 1744). Ces observations représentaient un progrès important par rapport aux idées classiques. Mais l'on y distinguait encore imparfaitement régression marine et régression du domaine sédimentaire. Et surtout les auteurs, encore marqués par l'assimilation permanente des deux types de régression, ne les séparent que très superficiellement : cet étalement correspond à la *fin d'un cycle sédimentaire*, la nappe d'eau est vouée à la *disparition*, etc. En réalité l'on doit aller beaucoup plus loin : les faciès évaporitiques en grande partie imputables à un confinement hydrodynamique se placent à un moment quelconque d'un cycle sédimentaire ; j'ai même essayé de montrer qu'ils pouvaient être concomitants d'une arrivée des faciès marins et représenter en quelque sorte des émissaires lointains et des signes avant-coureurs du domaine océanique (1969 a, p. 695). Dans le même esprit, D. Reyre écrivait il y a peu (1966, p. 292) : "Il est cependant remarquable de constater que lant dans le Trias du Maroc-Rio de Oro que dans l'Aptien d'Angola-Bas-Congo-Gabon la grande série salifère est un faciès de "transgression" directement superposé à une séquence détritique et qu'elle précède les séries à caractère subrécifal que l'on vient de mentionner".

Source : MNHN, Paris

vents violents, secs et fréquents), **un dispositif topographique qui assure l'isolement** – plus ou moins partiel – **d'une masse d'eau ou lagune.** Ainsi du Boccana de Virrila, sur la côte péruvienne ; de la lagune Ojo de Liebre, sur la côte occidentale de Baja California (Mexique) (F.B. Phleger, 1969) ; de la Shark Bay sur la côte occidentale australienne ; tous sites en climat aride et correspondant á des baies peu ouvertes, oú les circulations avec l'océan sont gênées par des îles et des barres sableuses peu profondes, en amont desquelles la valeur de la salinité peut être plus du double de celle de l'océan ouvert. Cet assemblage d'îles et de barres sableuses peu profondes correspond á la barre.

Si ces accroissements de concentration n'aboutissent pas au dépôt de sels – ou seulement sur des plaines d'inondation avoisinant le fond de ces baies (exemple : Ojo de Liebre) – **les quelques sites où se déposent effectivement des sels correspondent encore á l'intervention d'une barre.** Le Kara Bogaz, golfe de 30 000 km², est isolé de la mer Caspienne par une barre longue de plus de 100 km qui n'est percée que d'un chenal unique, large seulement de quelques centaines de mètres, qui lui assure une alimentation en eau de la mer voisine. Lorsque le niveau de la mer Caspienne a tendance á baisser cette alimentation du Kara-Bogaz en eau de mer diminue et devient inférieure au volume de l'évaporation : il y a donc concentration de l'eau du golfe, pouvant aller jusqu'á la cristallisation de sels ; au contraire quand le niveau de la mer Caspienne remonte, l'influx marin l'emporte sur l'évaporation, l'eau du golfe tend á prendre une concentration identique á celle de la mer Caspienne, la faune marine y fait son apparition et y prolifère, tandis que de la vase se dépose, succédant aux sels.

b) L'ENONCE DE LA THEORIE ET SES JUSTIFICATIONS DANS LES SERIES ANCIENNES.

Je rappellerai l'excellent et bref exposé que donne L. de Launay (1913, p. 228) : "Si l'on imagine un bassin fermé contigu á une mer plus vaste et communiquant avec elle par un détroit peu profond, dont le fond forme seuil sous-marin ou barre, un commencement d'évaporation sur le bassin fermé doit nécessairement amener la descente des eaux plus chargées de sels, donc l'impossibilité pour elle de retourner vers la mer dont elles sont séparées par la barre, tandis que le vide résultant est comblé au-dessus par un apport de nouvelle eau de mer superficielle. Ainsi doit progressivement s'augmenter la salure du bassin jusqu'au moment où, quelle que soit son épaisseur, l'évaporation s'y réalise et le sel s'y précipite. Ce sel ayant en réalité une origine illimitée dans la mer voisine, peut ainsi remplir un bassin fermé avec une épaisseur infiniment supérieure á celle qu'aurait comportée l'épaisseur d'eau initiale".

Ainsi, par un dispositif de ce genre, se trouve expliqué que des nappes d'eau très peu profondes – les plus susceptibles, d'après les auteurs, de se sursaler par évaporation jusqu'á la cristallisation, á l'instar du Kara-Bogaz – aient pu néanmoins alimenter une sédimentation salifère parfois très épaisse : cette nappe d'eau peu profonde était ravitaillée en sels au fur et á mesure de l'évaporation par une arrivée d'eau océanique.

En outre la répartition des sels de certains gisements se trouvait elle-même expliquée : en particulier la présence de masses importantes d'anhydrite au-dessus des bancs de sel, qui est incompatible avec la notion d'un cycle d'évaporation unique (cf. 1968 b, p. 141-142).

Certes l'observation des **séries anciennes** n'avait pas mis souvent en présence d'une telle barre séparant le bassin normal du domaine salifère – si ce n'est parfois une barrière récifale. Mais cette absence d'observation pouvait difficilement servir d'argument contraire, étant donné le caractère discontinu et la répartition aléatoire des affleurements dans les régions classiques, les perturbations introduites par les déformations tectoniques – encore exacerbées dans un contexte évaporitique – et enfin la ténuité et la fragilité d'une telle barre.

c) FORME ET NATURE DE LA BARRE ; CRITIQUE DE LA THEORIE.

L'absence de dispositif effectivement observé dans les séries anciennes a permis aux auteurs d'imaginer des *barres* très différentes : véritable seuil émergé seulement percé d'un chenal long, étroit et peu profond pour H. Borchert (1965) ; seuil submergé, "qui n'aurait pas été décelable á un observateur en bateau", pour L.L. Sloss (1963, p. 158), etc. Quant á la nature et á l'origine de la barre, c'est en général un obstacle topographique dont la surrection est á imputer á des causes tectoniques. Certains auteurs, dont H. Borchert, ont adopté la théorie de la barre et son origine tectonique de façon si absolue qu'ils considèrent les variations lithologiques comme susceptibles de fournir des "tectonogrammes de la barre". J'ai souligné par ailleurs (1)

(1) "On conçoit aisément qu'en un lieu donné et *en un instant donné* le hasard fasse que la surrection tectonique d'un seuil aboutisse aux dépôts d'évaporites. Ce qui exige que soient réalisées des conditions précises, subtiles et délicates ; une surrection trop forte aboutissant á l'émersion totale mettrait fin á l'alimentation du bassin et á la sédimentation évaporitique ; et, par contre, offrirait prise á l'érosion et se signalerait par des faciès clastiques et de démantèlement ; une surrection insuffisante ne permettrait plus au seuil de jouer son rôle principal qui est la rétention des saumures profondes. Mais que l'activité des forces tectoniques entretienne cet équilibre délicat pendant une période prolongée et conjointement avec le jeu de la subsidence généralisée, de façon á permettre le dépôt de masses salines épaisses de plusieurs centaines de mètres, voire de plusieurs kilomètres : voilá ce qui paraît moins facilement admissible" (1968 b, p. 143).

Source : MNHN, Paris

(1968 b, p. 143) les difficultés sinon les invraisemblances de ce mécanisme trop exclusivement tectonique. Par contre un seuil de nature récifale et son maintien dans le temps s'expliquent plus aisément : "l'arête de l'édifice demeurant à fleur d'eau, dans des conditions biologiquement optimales", la moindre brèche qui s'y ouvre permet la réalisation du dispositif décrit par Ochsénius (1). D'autres processus peuvent aussi aboutir *naturellement* à la formation d'une barre ou d'un seuil : j'ai cité (*ibid.* p. 144) l'édification de flèche littorale à matériel sableux ou graveleux, soit sous l'effet de courants côtiers, soit sous l'effet de phénomènes oscillatoires.

d) CONCLUSIONS.

Le caractère très précaire de la barre, l'équilibre très délicat que son maintien réclame entre des phénomènes très différents, l'extrême fragilité d'un tel édifice, s'ajoutent pour rendre improbable une pérennité suffisante pour aboutir à un dépôt géologique notable – hormis dans le cas d'édifices récifaux. La faveur considérable dont a joui cette théorie depuis un siècle, aussi bien en France qu'à l'étranger, suggère que beaucoup de géologues tendent à préférer à l'observation de leurs séries l'application dogmatique d'un actualisme trop systématique . . .

2) LES DIFFERENCIATIONS MORPHOLOGIQUES ET TECTONIQUES : GISEMENTS SALIFERES A L'INTERIEUR DE BASSINS SUBSIDENTS.

Le rôle des différenciations morphologiques et tectoniques dans la sédimentation des évaporites et dans leur localisation est établi dans un nombre de cas qui va tous les jours en croissant. Dans les pays les plus divers, dans les provinces structurales les plus variées, on relève des coïncidences, trop précises pour être fortuites, entre les zones de fortes épaisseurs et la sédimentation des éléments solubles ; parfois même le dépôt successif dans des zones de plus en plus épaisses des sels dont la précipitation exige une concentration de plus en plus élevée (carbonate, SO_4Ca, ClNa, sels potassiques). J'ai cité (1968 b, p. 148 à 151) des coupes particulièrement démonstratives choisies dans le domaine nord-africain (Nummulitique entre Maknassy et Sfax ; Lutétien des confins Nemenchas-Sahara ; série supra-turonienne de la région de Colomb-Béchar ; Cénomanien des Hauts-Plateaux entre Boghari et Djelfa). J'ai également évoqué des faits européens (gypse du bassin de Paris, Trias du Nord de l'Aquitaine, bordure du dôme de la Mure). Je n'ajouterai qu'une allusion au très beau schéma récemment publié (Gilluly *et al.*, 1968, fig. 9.4) du Permien de la plateforme russe où gypse, anhydrite et sel naissent et se développent dans la zone d'épaississement – ou plus exactement sur la zone de flexure (2) qui limite l'épaississement rapide – entre Samara et Sterlitamak, alors que la zone mince reste le domaine exclusif des calcaires et secondairement des argiles et des grès.

Mais surtout L.L. Sloss, à la suite d'une étude quasi exhaustive des accumulations évaporitiques du continent nord-américain – étude qui s'est étalée sur plusieurs décennies et qui est fondée sur un nombre très élevé de données –, a mis l'accent sur l'importance de ces phénomènes ; peut-être trop exclusivement d'ailleurs, finissant par négliger des processus différents, d'importance considérable sur certaines plateformes (voir ci-dessous : les processus d'analyse élémentaire sur la plateforme saharienne) et dont il paraît peu probable qu'ils n'aient jamais joué sur la plateforme nord-américaine.

Dès sa note fondamentale de 1963, L.L. Sloss, tout en faisant largement allusion aux seuils classiques (topographiques et récifaux) met déjà l'accent sur **le rôle essentiel de grandes aires structuralement différentes** : la phase marine normale initiale (carbonates) n'évoque pas de différenciation tectonique ; la phase pénésaline est caractérisée par des variations dans les isopaques qui reflètent la différenciation en bassins et plateformes ; quant aux conditions hypersalines, elles n'ont pu être atteintes que dans des aires d'une extrême disparité d'état tectonique.

La note plus récente du même auteur (1969) systématise ces notions de façon tout à fait complète. "Although significant salt deposits have been formed on tectonically stable shelves (*e.g.*, the Permian Wellington Salt of Kansas), shelf accumulations are trivial in number and volume in comparison with *salt successions precipitated in basins that were tectonically negative at the time of evaporite deposition*" (p. 177) ; et encore : "The record suggests that cratonic interior basins are very likely to receive basin-center evaporites, commonly including salt, whenever two conditions coincide : (1) *significant subsidence of basin interiors in relation to adjoining shelves* and (2) absence of major volumes of terrigenous clastic material.

(1) D'ailleurs non seulement on connaît des concentrations anormalement élevées dans des lagunes centrales de certains atolls actuels, mais surtout on a effectivement observé, dans les gisements d'évaporites anciennes, l'interposition d'une barrière récifale entre les sédiments marins francs et le domaine évaporitique.

(2) La localisation plus précise sur la zone de flexure est un phénomène assez général, quoique nullement expliqué : j'y ai fait assez longuement allusion par ailleurs (1968, p. 144-148), je n'y reviendrai pas.

Source : MNHN, Paris

The marked affinity of salt deposits and subsiding basins, and the almost *complete restriction of such deposition to times of greatest tectonic differentiation of basins and surrounding shelves*, must be significant". (p. 778).

Cette sédimentation salifère, installée de façon quasi chronique dans les bassins isolés et marqués par une subsidence interne importante, pose la question de la nécessité et du rôle de l'aridité : "It is very unlikely that subsiding basins influence the air mass above them and it is necessary to seek an alternative explanation for the apparent localization of arid climates over evaporite basins", expose assez justement Sloss (p. 779). Et il conclut : "It is undeniable that climatic control, probably related to latitude, does operate, but within closely adjacent areas the major control appears to be rate of subsidence, not climate (p. 780)".

En fait ces épisodes de différenciation tectonique se sont traduits pour Sloss par la coexistence de bassins intérieurs profonds entourés de zones de plateformes (shelves) moins profondes : il y a une topographie induite tectoniquement. Les zones de plateformes périphériques, peu profondes, sont les aires d'enrichissement en sel ; puis les saumures denses ainsi créées coulent au fond du bassin subsident et s'y piègent sans possibilité de fuite. Les avantages de cette interprétation sont exposés par l'auteur : 1) l'aire d'évaporation potentielle est considérablement accrue, puisqu'étendue du seul bassin aux plateformes périphériques ; 2) il n'y a plus nécessité d'imaginer le maintien de conditions hyperarides pendant tout le dépôt d'un ensemble évaporitique : il suffit d'épisodes arides, même discontinus, les saumures créées seront automatiquement piégées.

Bref ces interprétations nous amènent à un système de masses d'eau de concentrations différentes et stratifiées par densité croissante (*layered brine* des auteurs anglo-saxons). Mais pour obtenir le dépôt des sels à partir d'un tel système, il reste le problème principal que j'évoquais en 1968 en citant une réflexion de G. Lucas : "M. Lucas s'inquiète de savoir comment, dans l'hypothèse de L.L. Sloss, une saumure lourde, après avoir coulé au fond d'un bassin, peut continuer à se concentrer alors qu'elle n'est plus en contact avec l'atmosphère". Dans sa note de 1969, Sloss s'attaque à ce problème après avoir remarqué : *"Evaporite deposition in a basin containing layered brine was noted in the work sessions of a recent symposium (Ingerson, 1968) as one of the major unsolved problems of evaporite geochemistry"* (p. 781). Les solutions proposées par Sloss selon lesquelles les saumures profondes finissent par déposer des sels sous une masse d'eau non saturée (1), pour ingénieuses qu'elles soient, ne sont pas toujours très convaincantes : disparition par évaporation de la tranche d'eau supérieure qui permet une sursaturation générale ; mise en jeu des différences de solubilité des sels en fonction de la température, rendant possible une cristallisation dans la partie la plus profonde et la plus froide ; action du vent qui accumulerait l'eau légère dans la partie sous-le-vent du bassin, exposant à l'évaporation l'eau saturée dans la partie au-vent ; enfin action de seiches internes (oscillation des surfaces de séparation de corps d'eau stratifiés à salinité différente) susceptible également d'exposer localement l'eau saturée, normalement scellée en profondeur.

Conclusions — Des données tout à fait précises, en provenance de bassins très nombreux et d'une grande variété, établissent avec certitude le rôle fondamental des différenciations de la morphologie du plancher sédimentaire, induites par l'existence d'aires tectoniquement différentes, dans la genèse des évaporites. Nous en verrons ci-dessous d'autres exemples, dans le Mésozoïque saharien, quoique les processus fondamentaux de ségrégation des évaporites semblent avoir correspondu à d'autres phénomènes sur la plateforme saharienne. La fréquence et l'importance de ce lien entre la sédimentation évaporitique et l'existence d'une subsidence différentielle ne rendent que plus remarquable l'ignorance presque complète dans laquelle nous nous trouvons au sujet des mécanismes génétiques et le caractère tout à fait hypothétique des interprétations qui en ont été données.

D) LES EVAPORITES, DEPOTS PROFONDS

Dans les hypothèse où l'on rapproche la genèse des évaporites d'une certaine différenciation morphologique ou tectonique, les évaporites n'apparaissent déjà plus avec le caractère presque obligatoire de dépôt le moins profond de la série sédimentaire qu'elles peuvent avoir dans les marais salants marginaux. Déjà dans la théorie de la barre, "le schéma qui réunit la mer ouverte, un seuil et un bassin derrière ce seuil, suggère déjà un certain "classement bathymétrique" des sédiments : ... les dépôts de la région du seuil (sableux

(1) L.L. Sloss, s'appuyant sur les données apportées par de nombreux limnologistes, rappelle que les lacs salés sont communément stratifiés en un banc supérieur dilué et un inférieur, dense, plus salé, séparés par une limite précise, la *pycnocline*. Et ce système stratifié pourrait avoir une certaine stabilité et même une certaine pérennité. Les travaux des océanographes ne s'opposent pas à ces phénomènes, puisqu'il a été constaté *en mer* qu'une "différence de densité d'eaux adjacentes, si faible soit-elle, s'oppose à leur mélange qui consomme de l'énergie. Quand les densités sont très différentes (par exemple 0,001, ce qui paraît très peu) le mélange ne se fait que très difficilement". (H. Lacombe, 1969, p. 9).

Source : MNHN, Paris

ou graveleux aux abords d'une flèche ; calcaires ou dolomitiques aux abords d'une barrière récifale) doivent être moins profonds que ceux du bassin qu'ils délimitent" (1968 b, p. 144). Dans les observations et hypothèses faisant intervenir une subsidence différentielle ce classement est encore beaucoup plus net : les évaporites cantonnées aux bassins subsidents seraient des dépôts plus profonds que les carbonates – par exemple – déposés sur les plateformes avoisinantes. En fait la *différence de profondeur* pouvait être encore très *minime*, pourvu qu'elle fût constamment renouvelée ; alors que dans les hypothèses dont nous allons dire quelques mots maintenant les évaporites sont considérées comme des dépôts réellement profonds.

1) LES OBSERVATIONS GEOLOGIQUES.

a) L'assimilation des dépôts alternés á des "alternances annuelles".

J'ai rappelé par ailleurs (1968 b, p. 152) que dès 1944 G. Deicha, s'appuyant sur les figures données par V. Maikovsky des couches salifères de l'Oligocène d'Alsace, a rapproché les stratifications fines de ces couches d'alternances *annuelles*. Or si l'on admet le caractère annuel de ces couches alternées, il en résulte une *vitesse de sédimentation extraordinaire* : "il est certain que ni la sédimentation détritique, ni la sédimentation organique ne nous ont habitués á des rythmes aussi rapides" (G. Deicha, 1944). Le même auteur a observé que les quantités d'eaux dont il fallait admettre l'évaporation annuelle pour rendre compte de tels dépôts n'outrepassaient pas ce que l'on notait dans certains sites actuels (Kara-Bogaz, Moutghab). Des observations, tendant également á établir le caractère annuel de ces alternances, ont été publiées peu aprés en U.R.S.S. (M.P. Fiveg, 1948, V.N. Dubinina, 1951 *in* A.L. Janshin, 1961).

G. Richter-Bemburg en particulier est allé beaucoup plus loin dans cette voie de recherches. D'une part il a observé, grâce á plusieurs milliers de mesures de rythmes dans les roches salines du Zechstein germanique, la présence d'un cycle évoquant le cycle de onze ans des taches solaires connu dans la nature actuelle. De ce fait l'interprétation annuelle – ou saisonniére (pouvant être liée á l'ensoleillement, aux rythmes de température, á la pluviosité) – des alternances salifères recevait une confirmation de poids. D'autre part le même auteur a confronté les vitesses de sédimentation, devenues observables grâce á ces phénomènes annuels, á la vitesse et l'ampleur de la subsidence. Il a considéré comme impossibles des vitesses d'affaissement du fond des bassins épicontinentaux des régions salifères dont l'ordre de grandeur soit de 10 cm par an (1). Les phénomènes cumulés sont encore plus remarquables et plus démonstratifs : un décompte extrêmement minutieux fait sur ces mêmes couches établissait par exemple que les 400 á 600 m de chlorures des séries de Stassfurt ne se seraient déposés qu'en 6 000 á 8 000 ans. Or, á l'évidence, il est exclu qu'une subsidence d'une telle ampleur ait pu se développer pendant un temps aussi bref.

La conclusion de G. Richter-Bemburg découle logiquement de ces prémices : les bassins dans lesquels s'accumulèrent les plus connus des sels permiens doivent avoir existé comme bassins profonds avant même le début de la précipitation du sel. H. Borchert (1965, p. 232), exposant cette théorie, précise : "During the few thousand years over which the main chloride deposits were forming, very little further sinking of the basin regions can have occurred in the German Zechstein. During such short time intervals, only pre-existing depths could be filled, pre-dominantly with rock salt material".

On sait le succès de cette interprétation qui nous a fait passer, par rapport á celle des marais salants marginaux, á l'autre extrême des conditions bathymétriques : toute l'épaisseur du sel pré-existait, sous la forme d'une fosse que les dépôts salins n'ont fait que combler. Non seulement, elle a été prônée par de nombreux auteurs allemands, mais également par des auteurs russes et anglo-saxons.

b) Les évaporites inter-récifales.

Les géologues américains ont abondamment étudié *l'association récifs/évaporites* ; les interprétations fournies des phénomènes varient considérablement avec les auteurs ; celles fournies par une partie d'entre eux nous ramènent á une théorie profonde ("deep-water evaporite"). Parmi les arguments avancés en faveur de cette théorie, on retrouve évidemment la vitesse de précipitation du sel, beaucoup plus grande que celle des carbonates, et la comparaison de cette vitesse á celle de la subsidence. D'autres arguments résultent du contexte même : les organismes constructeurs ne pouvant vivre dans une eau susceptible de précipiter des évaporites, il faudrait admettre l'édification des pinacles récifaux *avant le début* de la sédimentation salifère, qui s'est donc effectuée dans la profondeur séparant les pinacles ; par surcroît, les pinacles récifaux déjá édifiés

(1) A.L. Janshin (1961) ajoutait : "Il est de plus tout á fait impossible de supposer que dans tous les bassins la vitesse d'affaissement était de 0,5 á 3 mm par an pendant le dépôt des amas sulfato-terrigénes ou carbonatés sous-jacents aux couches de sel et qu'elle ait augmenté régulièrement de plusieurs dizaines de fois pour atteindre 6 á 11 cm par an, á partir du moment du dépôt de la halite". Cet article intéressant a été aimablement signalé á mon attention par M. le professeur Demangeon que je remercie vivement.

Source : MNHN, Paris

pourraient avoir facilité le confinement des saumures inter-récifales. Les brèches et les conglomérats sur les flancs des récifs correspondraient à des épisodes d'émersion entre le stade de la formation des carbonates et celui de la précipitation des évaporites (1). Dans ces mêmes séries inter-récifales la présence de nombreuses passées euxiniques fournirait une preuve supplémentaire du caractére profond des dépôts.

2) LES THEORIES ET CONSTATATIONS EXPERIMENTALES.

L'existence de sels différents quant à leur comportement á l'égard de la température (sels cryophiles et sels thermophiles) pourrait avoir joué un rôle d'autant plus important que les gradients de température au sein de bassins profonds sont susceptibles d'avoir une grande importance. Par ailleurs la substitution au système statique des conditions *"dynamo-polythermes"* contribuerait á rendre compte de la précipitation d'évaporites dans les régions profondes. D'après O. Braitsch, à propos des gisements du Zechstein germanique : "A part les variations dans la température, on ne connaît aucun autre mécanisme suffisant pour amener la séparation entre KCl et NaCl dans les solutions naturelles de sels" (p. 167) ; "la précipitation a lieu lors de la descente de la solution dans les profondeurs plus froides du bassin" (p. 169). Je n'ajouterai rien á ces quelques notions tirées d'un développement antérieur (1968 b, p. 153-154), sauf l'indication d'une brève mise au point (H. Salvan, 1968) parue en langue française depuis la rédaction de ce développement.

3) CRITIQUE DE CES INTERPRETATIONS PROFONDES.

Sans exposer les critiques qui ont pu être adressées aux interprétations profondes des évaporites intra-récifales (voir á ce sujet L.L. Sloss, 1969) – auxquelles je n'ai rien á ajouter de personnel –, et sans revenir sur les difficultés théoriques d'une cristallisation á partir de saumures denses, profondes, séparées de l'atmosphère par une couche d'eau relativement diluée (voir ci-dessus), je n'envisagerai que l'interprétation annuelle des séries alternantes et quelques enseignements océanographiques.

Certes, dans certains cas, l'assimilation á des changements annuels des alternances, si fréquentes dans les formations évaporitiques, paraît légitime : par exemple quand semble se manifester le cycle de onze ans des taches solaires. Mais par contre la mise en parallèle systématique (2) des alternances évaporitiques avec des phénomènes annuels est probablement une source d'erreurs, dont les conséquences sont lourdes sur les raisonnements qui en découlent.

1) Même si les varves salines représentent les enregistrements de phénomènes annuels, on voit mal comment ces couches auraient enregistré d'éventuelles interruptions dans la sédimentation (lacunes) ; dans ces conditions, le temps sur lequel s'est étalé le dépôt peut avoir été beaucoup plus long que ce que donne le simple total des varves (1968 b, p. 152 ; L.L. Sloss, 1969, p. 786-787).

2) Les varves salines peuvent représenter la conjonction, plus ou moins rare, de phénomènes annuels ou saisonniers et d'autres phénomènes, de répartition aléatoire dans le temps : rappelons les dépôts de sels du Ojo de Liebre résultant de l'évaporation d'inondations provoquées par la conjonction de grandes marées et de vents portants, conjonction qui se produit en moyenne tous les vingt ans (F.B. Phleger, 1969).

3) Certaines alternances salines pourraient avoir une toute autre origine que des phénomènes annuels ou saisonniers. H. Salvan (1968, p. 15) rappelle que d'après Fulda et Rohler (1921), "les rythmes proviennent de phénomènes de sursaturation périodiques provenant de la lenteur de l'ajustement de l'équilibre chlorure-sulfate" ; et, d'après F. Lotze (1957), les rythmes des séries salifères seraient contrôlés tectoniquement ...

Les enseignements des études océanographiques actuelles ne confirment pas de façon évidente les théories et hypothèses profondes de la genése des évaporites.

1) En dépit des affirmations d'un certain nombre d'auteurs (voir 1968, p. 154), on ne note pas de concentration de saumures salines importantes dans les parties profondes des bassins – et *a fortiori* de dépôts d'évaporites. Les saumures profondes des fosses de la mer Rouge n'en constituent nullement un exemple, puisqu'il paraît vraisemblable qu'elles sont de provenance locale et issues du fond.

(1) J.G. Fuller et J.W. Porter (1969) pour faire admettre l'émersion des pinacles récifaux pendant le dépôt du sel déclarent que, étant donné la vitesse de précipitation du sel, cette émersion aurait duré à peine plus que ne s'est déjà perpétuée la pyramide de Cheops dont les seules pertes sont pourtant imputables aux pilleurs de pierres ...

(2) J.G. Fuller et J.W. Porter (1969) donnent un exemple, semble-t-il, de cette assimilation trés systématique, á propos des évaporites du Dévonien moyen de l'Ouest canadien : "Assuming that the laminites were truly varvitic – that is to say annual – they represent a time lapse of about 10 000 years". ... (p. 188).

Source : MNHN, Paris

2) L'étude minutieuse des conditions hydrologiques et de la sédimentation actuelle et passée de la mer Morte (D. Neev et K.O. Emery, 1967) ne m'a pas paru confirmer spécialement les hypothèses et les mécanismes des tenants de l'origine profonde des évaporites (1968 b, p. 155-159). Une masse d'eau inférieure (au-dessous de la cote -40) saturée, a laissé déposer du sel gemme – sous-jacent aux boues récentes et actuelles – *sur tout le fond* de la mer Morte, alors que l'évaporation l'emportait sur la somme des précipitations et du ruissellement. Mais depuis un millénaire environ que cette masse est séparée de l'atmosphère par un corps d'eau supérieur non saturé, non seulement les apports de sel journaliers ne viennent plus la sursaturer, mais au contraire on observe une légère perte en ions de cette masse au profit du corps d'eau supérieur ; et il ne se dépose de sel nulle part – hormis des précipitations plus ou moins temporaires sous couche d'eau pelliculaire dans certaines zones du bassin du Sud. La situation ne pourra changer que quand tout le corps supérieur sera à son tour saturé puis sursaturé ; mais alors la précipitation se produira á nouveau sur tout le fond et non pas spécialement á faible profondeur . . . ou à forte profondeur.

4) CONCLUSIONS : L'INDIFFERENCE BATHYMETRIQUE.

L'expression d'indifférence bathymétrique que j'ai employée dès 1968 (p. 159) (1) est justifiée par le fait observable que lorsqu'une masse d'eau se concentre par confinement, **la précipitation peut avoir lieu dans toutes les tranches d'épaisseurs. Elle vise à dégager les sédiments évaporitiques de la signification bathymétrique** – le plus souvent insuffisamment fondée – **que leur attache la plupart des auteurs.** Cette dernière démarche est particulièrement fréquente en pays plissé où le caractère discontinu des affleurements et les déformations tectoniques (en général aggravées par la présence de séries salifères) s'ajoutent pour rendre extrêmement hypothétiques les reconstitutions paléogéographiques : telle passée de gypse dans une coupe est alors interprétée comme l'indice d'une profondeur minimale ou de conditions voisines de l'assèchement et de l'émersion ; ou, pour les partisans de la théorie profonde, la province saline d'un bassin est automatiquement qualifiée de "plus profonde" que la province gypseuse. Par surcroît nous allons voir maintenant avec les séries sahariennes des exemples de très grande taille où les conditions bathymétriques ont dû jouer un rôle tout á fait secondaire dans la distribution d'une gamme très complète de faciès ; alors que le facteur déterminant semble avoir été la situation des zones de dépôt par rapport respectivement á la masse océanique ouverte et aux aires continentales : indifférence bathymétrique se justifie alors mieux que jamais.

III. LES EXEMPLES DU MESOZOIQUE SAHARIEN : a) L'INTERVENTION D'UNE SUBSIDENCE DIFFERENTIELLE

De nombreux exemples tirés du Mésozoïque saharien méritent d'être considérés pour l'interprétation de la genèse des évaporites : je les *citerai* ci-dessous en les regroupant par rubriques correspondant aux différents processus sédimentaires qui peuvent être envisagés ; sans reprendre le détail des observations, ni même le commentaire des cartes, pour lesquels le lecteur pourra se reporter á la deuxième partie du présent ouvrage (histoire stratigraphique) ou á des publications antérieures (1967, 1968 et *op. cit.*).

Dans ce premier paragraphe, j'envisagerai les cas d'intervention possible d'une subsidence différentielle dans la répartition des évaporites : c'est-à-dire des exemples sahariens de la disposition qui serait la plus fréquente ailleurs. Je serai amené á rappeler des cas déjá évoqués á propos des carbonates, lesquels, dans le classement trés régulier des faciés, prolongent souvent remarquablement les évaporites.

Le LIAS-DOGGER INFERIEUR fournit des exemples caractéristiques, quoique *très localisés*. **Le passage de faciès gigantesque offert par le Sud-tunisien, à la hauteur de l'Oued-Tatahouine,** a déjá été cité à propos des carbonates : plus de 600 m d'une série surtout gypseuse, typiquement saharienne, passant en quelques centaines de mètres à des dolomies cristallines, massives, cantonnées au glacis résistant du môle du Tebaga. Dans l'extrême détail le phénoméne est ambigu : car il est impossible de savoir dans quelle mesure les dolomies de la zone résistante sont effectivement l'équivalent latéral de couches de gypse de la province plus épaisse ; ou bien représentent seulement le prolongement des intercalations dolomitiques, connues dans la série gypseuse, et qui, seules, se seraient étalées sur la zone résistante – suivant une hypothése que j'ai émise

(1) Un an plus tard L.L. Sloss (1969, p. 786) écrivait : "The precipitation of salt is not affected by depth of water, and the thesis presented herein does not settle the controversy between deep-water and shallow-water theories of evaporite deposition ... It seems reasonable to conclude that basinal salt deposits represent a wide range of depths with considerable variation within the same basin".

Source : MNHN, Paris

antérieurement (1968 b, p. 145-148). Quoiqu'il en soit, le résultat final est un passage de faciès d'importance considérable et qui est á mettre en relation, de façon évidente, avec l'importance très différente qu'a revêtue la subsidence dans l'une et l'autre zones.

J'ajouterai un autre exemple dans le domaine reconnu par forages et *au niveau du* SALIFERE LIASIQUE INFERIEUR : il s'agit de celui des structures de la région de Rhourde-el-Baguel. En plein milieu de la zone salifère et *sur les structures résistantes* apparaît de l'anhydrite dont le domaine *normal* ne se situe que près de 200 km au Nord-Est (1).

Je rappellerai le cas du CENOMANIEN ARGILO-LAGUNAIRE, également cité ci-dessus à propos des carbonates : au cœur de la zone évaporitique (anhydritique ou salifère) apparaissent des "îles" carbonatées, évidemment et étroitement localisées á des môles résistants (dôme de Djeffara méridionale, môle d'Hassi-R'mel, môle d'El-Biod) et, *vice-versa*, l'importance des gypses, en situation anormalement septentrionale, dans la fosse de Gafsa ne peut être mise en rapport qu'avec la subsidence élevée qui caractérise cette fosse.

Enfin le SENONIEN LAGUNAIRE offre avec le Gassi-Touil un exemple digne d'être considéré. On sait qu'une bande méridienne, large d'une cinquantaine de kilomètres et longue, du Nord au Sud, de 250 km, se trouve dépourvue de sel gemme quoique située au cœur de la province salifère. Si l'on considère par ailleurs l'évolution des épaisseurs (par exemple avec la carte de l'ensemble Anhydrite inférieure à moyenne, fig. XIV.5) on constate que la même bande méridienne du Gassi-Touil présente partout des épaisseurs très faibles. D'autre part, il est frappant que les lignes d'isopourcentages du sel de tout le domaine environnant, admirablement régulières, ne soient pas impressionnées à l'approche de cette zone sans sel ; elles ne tendent pas par exemple á se mouler sur les contours extérieurs de cette zone : en fait, cartographiquement, la zone sans sel coupe ces classes d'isopourcentages comme à l'emporte-pièce (fig. V.2). Une telle disposition tend à suggérer qu'alors que les dépôts sur l'ensemble de la plateforme étaient sous la dépendance de processus généraux, l'absence de sel sur le Gassi-Touil est un phénomène purement local, à mettre en rapport avec la faiblesse de la subsidence ; soit que celle-ci n'ait pas permis le dépôt du sel, soit qu'elle n'en ait pas favorisé la conservation. Il est remarquable que la disparition de ce même sel sénonien à proximité de cette autre zone résistante que constitue le glacis du Tinrhert, semble se produire de la même façon (voir 1968 b, fig. 6) : elle s'accompagne d'un amincissement á la fois brutal et extrêmement important ; tel, qu'il est plausible que le sel ne passe pas latéralement á une partie des dépôts minces de la zone résistante, mais vienne se biseauter sur le glacis qui limite celle-ci.

Conclusions. L'intervention d'une subsidence différentielle dans la genése ou la répartition des évaporites est une réalité qui présente un caractère aussi indiscutable dans le Mésozoique saharien que dans tant d'autres bassins évaporitiques. Dans certains cas, les évaporites semblent disparaître par biseautage á l'approche des zones résistantes ; dans d'autres cas, il n'y a pas biseautage, mais passage de faciés : le sel gemme passera á de l'anhydrite ou surtout les différents sels passeront à des carbonates, qui font figure de dépôt de prédilection des zones hautes et résistantes.

Toutefois le jeu de cette subsidence différentielle, dans la genèse et la répartition des évaporites, semble ne correspondre qu'á des phénoménes étroitement localisés : il n'a jamais eu l'importance primordiale et l'extension considérable qu'ont pu avoir les processus d'analyse élémentaire, induits par un confinement d'origine hydrodynamique, auxquels je vais maintenant faire allusion.

IV. LES EXEMPLES DU MESOZOIQUE SAHARIEN :
b) LES PROCESSUS D'ANALYSE ELEMENTAIRE SUR UNE PLATEFORME

Avant de faire allusion aux faits principaux – qui non seulement s'opposent au rôle exclusif, ou même seulement prédominant, de la subsidence différentielle, mais en outre mettent sur la voie d'une autre solution –, je dirai quelques mots d'observations qui sont peu compatibles avec les interprétations liées á la subsidence différentielle ou à la "tectonic differentiation". Il s'agit de ces **niveaux-repéres évaporitiques**, couches d'anhydrite en particulier extrêmement minces par rapport à leur aire d'extension, dont j'ai cité ci-dessus deux exemples : d'une part l'"intercalation à anhydrite", au toit du sel massif, d'autre part l'"Anhydrite supérieure" au toit du Sénonien lagunaire. Il est évidemment *difficile d'imputer de telles couches* (épaisses seulement de quelques mètres pour une extension de plusieurs centaines de milliers de kilomètres

(1) Il est possible que cet exemple ne reflète pas en réalité un phénomène sédimentaire ; mais le résultat d'un remplacement post-sédimentaire (hypothèse "secondariste") ; interprétation qui me paraît exclue dans le cas du passage de faciès du Chaflet-ech-Chaba évoqué immédiatement auparavant.

Source : MNHN, Paris

carrés) *à des variations de la subsidence et à des déformations du plancher sédimentaire*, susceptibles de piéger des saumures. Il paraît au contraire plus logique de mettre ces niveaux pelliculaires extrêmement vastes en rapport avec une extrême horizontalité et une monotonie parfaite du plancher sédimentaire.

Mais les faits essentiels sont issus de la considération des cartes du faciès global d'un certain nombre d'intervalles stratigraphiques ou para-stratigraphiques et de la confrontation de cette répartition des faciès avec celle de la subsidence, dont les courbes isopaques fournissent une image approchée, tant cette sédimentation a dû se faire toujours sous faible tranche d'eau. Trois observations principales peuvent être tirées de ces cartes.

A) L'INDEPENDANCE DU CLASSEMENT DES FACIES ET DES COURBES ISOPAQUES

Dans les cas cités précédemment on constatait une certaine coïncidence entre, d'une part, les zones les plus épaisses (*interior of subsiding basins* de Sloss) et les éléments les plus solubles, et, d'autre part, les zones résistantes (shelves) et les autres sédiments (carbonates en particulier). Au contraire le plus souvent dans les cartes des différents intervalles du Mésozoïque saharien, on ne constate pas cette coïncidence ou l'on n'observe pas une répartition indubitablement différente des zones de faciès et des courbes isopaques.

Tout d'abord les courbes isopaques ne marquent le plus souvent que des variations lentes et progressives. L'intervalle a2-B (*op. cit.*, pl. 18 ; fig. VII.15) montre des gradients d'épaississements de l'ordre de 1 m par kilomètre. La fosse de Dorbane ou celle du Gassi-Touil ne correspondent qu'à l'emplacement des épaisseurs maximales, mais nullement à une fosse au sens où on l'entend en pays plissé. Dans le Lias-Dogger inférieur (*op. cit.*, pl. 23 ; fig. VIII.2), l'homogénéité des épaisseurs est encore plus frappante, avec des valeurs comprises entre 250 et 500 mètres, sur près de 800 km d'Est en Ouest ; entre 400 et 500 m sur plus de 100 000 km² d'un seul tenant. Plus remarquable encore est le Cénomanien (*op. cit.*, pl. 44 et fig. XII.6) argilo-lagunaire où les valeurs oscillent autour de 140 m sur plus de 300 000 km². On conçoit qu'en présence de variations d'épaisseurs aussi faibles, on ne soit pas tenté de faire jouer un rôle quelconque à la subsidence différentielle ou à une morphologie différenciée du plancher sédimentaire qui en serait l'expression à un instant donné – hormis les quelques cas bien localisés examinés ci-dessus.

Certes on peut trouver sur certaines de ces cartes des zones singulières, d'implantation septentrionale, susceptibles de servir de support aux partisans d'une barre dans la genèse des évaporites sahariennes : ainsi, pour l'intervalle a2-B, le glacis nord-saharien qui évoque en amont-pendage, dans la zone non forée précédant l'Atlas saharien, un seuil nord-saharien, ou le môle du Tebaga ; ainsi, pour le Lias-Dogger inférieur, le seuil nord-saharien – avec ses carbonates – ou le môle du Tebaga ; ainsi, au Cénomanien argilo-lagunaire, le môle d'Hassi-R'mel ou le dôme de Djeffara méridionale, etc. Sans nier radicalement le rôle de ces zones résistantes ou à tendance ascendante à la bordure septentrionale de la plateforme saharienne ou le rôle d'édifices carbonatés qui ont pu se développer sur les mêmes zones, je crois que l'essentiel ne se trouve pas là. D'ailleurs le classement des zones isopiques – ainsi que nous le verrons ci-dessous – est parfaitement quelconque par rapport à ces zones hautes. Par surcroît, il y a évidence, pour certains étages bien connus au moins, que les môles et seuils du Nord-Ouest (prolongeant le craton du Grand Erg occidental) et du Nord-Est (Tebaga ou Djeffara méridionale) ne s'opposent nullement à des communications parfaitement ouvertes avec le bassin constantino-tunisien de Berbérie.

Mais en dehors de ces môles et de ces seuils, septentrionaux, la comparaison entre courbes isopaques et zones isopiques est parlante. Que ce soit pour l'intervalle a2-B, le Lias-Dogger inférieur, le Cénomanien argilo-lagunaire, le Sénonien lagunaire, les unes et les autres sont parfaitement indépendantes. Non seulement il n'y a pas coïncidence entre les maxima de tels faciès et les zones les plus épaisses ou les plus minces, mais il y a même souvent obliquité totale des unes par rapport aux autres ; ce qui suggère une indépendance certaine entre les mécanismes responsables de cette répartition des faciès et la répartition de la subsidence avec les répercussions qu'elle peut avoir sur la morphologie du plancher sédimentaire.

A la lumière de cette description et des cartes déjà vues dans cet ouvrage, il est évident qu'aucune *zone résistante* ne vient jamais séparer les différentes zones isopiques pour servir de support et d'application au schéma des "seuils successifs", une des constructions de l'esprit les plus invraisemblables échafaudées dans les hypothèses sur l'interprétation des évaporites.

B) LA REGULARITE ET LA PROGRESSIVITE EXTRAORDINAIRES DU CLASSEMENT DES FACIES

L'INTERVALLE A2-B (*op. cit.*, pl. 18 ; fig. VII.15) constitue certainement un des meilleurs exemples. Les rapports de la quantité de sel gemme à la quantité d'anhydrite reportés sur la carte se classent parfaitement en sept secteurs différents ; la considération du rapport de ces sels (considérés globalement) aux autres constituants (argiles, carbonates) permet de subdiviser tous ces secteurs en 3. Or les zones si nombreuses

Source : MNHN, Paris

ainsi obtenues se classent parfaitement : l'expression cartographique, étayée sur les données de plus de 150 sondages, montrent ainsi des bandes plus ou moins parallèles, courant parfois sur plus de 600 km du Nord -Nord-Ouest au Sud-Sud-Est. La régularité est donc quasiment parfaite sur les 3 à 400 000 km^2 où l'intervalle est définissable. Quant à la progressivité, je ferai seulement observer que les sept zones qui permettent de passer d'un pourcentage d'anhydrite, dans l'intervalle, supérieur à 75 % à un pourcentage de sel supérieur à 80 %, s'étagent sur 250 km et que les zones en question – à peu près égales en valeur de pourcentages – couvrent chacune une superficie sensiblement équivalente.

Je m'étendrai moins sur le classement des zones isopiques du LIAS-DOGGER INFERIEUR, encore qu'il soit au moins aussi remarquable. Certains des intervalles partiels – qui constituent le Lias-Dogger inférieur – montrent eux-mêmes un classement extrêmement régulier et progressif des faciès (anhydrite, sel), classement qui ne laisse aucun doute sur l'inexistence d'une barre, d'un seuil ou de tout autre obstacle de nature topographique, entre ces éléments (cf. le Salifère liasique inférieur, *op. cit.*, p. 396 et fig. 58, ou le Salifère liasique supérieur, p. 402). Quant aux zones de faciès du Lias-Dogger inférieur (*op. cit.*, pl. 23 et fig. VIII.2), elles ont été distinguées en plus grande abondance encore que dans l'intervalle a2-B. Non seulement on assiste, à ce niveau, à un passage régulier et progressif de l'anhydrite au sel ; mais on assiste aussi au passage, toujours très régulier et très progressif, de l'anhydrite aux carbonates – parfois presque purs – et, d'autre part, du sel aux argiles. Ainsi parcourt-on sur cette plateforme saharienne une gamme de faciès d'une richesse exceptionnelle, exprimée et résumée par le tétraèdre qui sert de légende aux cartes citées ci-dessus.

Dans le CENOMANIEN ARGILO-LAGUNAIRE, j'ai déjà rappelé le classement très régulier qui s'observe et qui va depuis les carbonates jusqu'au sel en passant par l'anhydrite, ces derniers éléments ne formant ici que des constituants secondaires, au sein d'un intervalle stratigraphique qui est principalement argileux.

Dans le SENONIEN LAGUNAIRE cette régularité et cette progressivité du classement se retrouvent avec une netteté admirable : pour le sel gemme (fig. V.2), qui s'étend sur plus de 200 000 km^2, sept secteurs d'isopourcentages (limités par les lignes 30, 50 et 70 %) peuvent être cartographiés avec une régularité parfaite ; l'ensemble met en évidence une évolution double du Sud et du Sud-Ouest vers le Nord-Est, allant d'abord dans le sens d'un enrichissement – aux dépens de l'anhydrite –, puis d'un amenuisement, méridional, qui se fait au profit de l'argile jusqu'au biseautage intégral. La carte de l'anhydrite (*op. cit.*, fig. 125) manifeste une simplicité encore plus nette, puisque l'évolution ne consiste qu'en un amenuisement progressif et régulier de ce minéral du Nord vers le Sud, tout d'abord au profit du sel puis au profit des argiles.

Bref la ségrégation des sels différents, dans les intervalles stratigraphiques successifs, apparaît toujours infiniment lente et progressive ; elle n'a jamais le caractère brutal que lui confèrait l'intervention dans sa genèse d'une particularité physiographique, nécessairement localisée (seuil, barre).

C) LE CLASSEMENT DES ELEMENTS PAR ORDRE DE SOLUBILITE CROISSANTE DU DOMAINE MARIN AUX AIRES CONTINENTALES

Alors que les légères différences de subsidence créent des zones de maxima ("fosse") et de minima ("dôme", "môle") dont la situation et l'orientation sont quelconques et variables suivant les intervalles, la répartition des faciès se fait au contraire de façon très constante : par ordre de solubilité croissante des éléments depuis le domaine marin vers les aires continentales. Il est remarquable que les zones cartographiques de faciès qui ont pu être distinguées s'alignent et s'allongent avec une composante Nord-Nord-Ouest – Sud -Sud-Est, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction qui va de la mer ouverte au continent ; et ceci indépendamment des fosses, des dômes et des zones résistantes (qui pourront couper comme à l'emporte-pièce ces zones de faciès sans les modifier) et des édifices carbonatés qui peuvent les couronner.

Certes la répartition change dans le temps : aux phases évaporitiques maximales, le domaine étudié pourra être presque entièrement occupé par le sel, l'anhydrite ne faisant qu'une apparition du côté de la Mésogée (exemple d2-a2) ; ailleurs on aura le sel et l'anhydrite (a2-B) ou encore, sel, anhydrite, calcaire et marne (Lias-Dogger inférieur ; Cénomanien argilo-lagunaire) aux phases de rémission relative. Mais quels que soient ces décalages du classement, ce dernier est toujours commandé par la seule position de la masse océanique ouverte et du bouclier continental.

D) LES MECANISMES POUVANT RENDRE COMPTE DE CETTE DISPOSITION

1) Les dépôts d'évaporites du Mésozoïque saharien ont été caractérisés par un plancher sédimentaire très plat et très peu profond.

Cette affirmation repose sur plusieurs sortes d'arguments. Tout d'abord la grande homogénéité des épaisseurs – quelquefois depuis le domaine le plus marin de l'extrême-Nord jusqu'aux régions les plus

Source : MNHN, Paris

méridionales, aux tendances continentales les plus marquées – ne vient pas suggérer un plancher sédimentaire affecté d'un fort relief : l'individualisation d'une fosse, par exemple, se traduirait lors du comblement de celle-ci – avant le dépôt d'un niveau-repère généralisé – par une très forte épaisseur de sédiments ; ce qui n'est pas le cas. Il existe bien quelques zones hautes, mais le plus souvent elles n'ont éliminé que localement le dépôt d'évaporites, n'en perturbant même pas la répartition générale. Il est donc effectivement probable que le plancher sédimentaire était très plat. Cette hypothèse se trouve confirmée par la présence de ces niveaux-repères qui se généralisent brutalement sur des centaines de milliers de kilomètres, parfois très constants en faciès et en épaisseurs et qui se conçoivent mal sur un fond sédimentaire très bosselé.

L'absence de faciès marins profonds, l'extension exceptionnelle des séries "intermédiaires", le passage en continu – avec cette conservation d'une épaisseur à peu près constante – à des couches continentales parfois sub-aériennes, sont les principaux arguments qui étayent la conviction d'un milieu sédimentaire très peu profond.

Cette conjonction, sur une plateforme immense, d'un plancher sédimentaire très plat et d'un milieu très peu profond, aboutit à la notion d'une nappe d'eau *pelliculaire* : caractéristique de ce milieu á évaporites, c'est l'existence de cette nappe qu'il faudra faire intervenir dans la ségrégation des sels telle qu'elle a été décrite.

2) Les processus qui ont pu favoriser le confinement dans une immense nappe d'eau pelliculaire.

Cette nappe d'eau pelliculaire constituait à coup sûr un merveilleux appareil évaporatoire. Mais en outre on conçoit qu'un brassage avec la mer ouverte y ait été malaisé. Des facteurs hydrodynamiques, discrets dans la nature actuelle, ont pu y prendre un développement extraordinaire : frottements d'interface, frottements sur le fond, jeu de la pression hydrostatique, ont dû constituer des obstacles quasi infranchissables aux courants de retour qui, seuls, auraient évité une élévation de la concentration en sels. Dans ces conditions les eaux se salaient de plus en plus au fur et à mesure qu'elles cheminaient sur cette plateforme saharienne, appelées par le vide que créait sans cesse l'évaporation ; les données physico-chimiques nous apprennent que, au cours de cette concentration, le gypse précipitait dans un intervalle de concentration allant du double á vingt fois – par conséquent au plus près de la mer ouverte –, le sel gemme de vingt à soixante trois fois – par conséquent au plus loin de la mer ouverte.

L'appel à ces processus hydrodynamiques, explicables et même créés par les conditions de plateforme, me paraît plus logique que l'évocation de seuils ou de provinces différenciées tectoniquement, les uns et les autres en contradiction avec toutes les données du Mésozoïques saharien.

V. LE CONTEXTE ET L'ORIGINE DE CETTE SEDIMENTATION EVAPORITIQUE

Si l'étude du Mésozoïque saharien permet de préciser quelquefois les modalités de la sédimentation évaporitique et les facteurs qui la contrôlent, par contre elle ne jette aucune lueur sur l'origine de ces poussées évaporitiques et sur les causes de leur disparition. Ce sont quelques phénomènes se rapportant à ces derniers points de vue que nous allons examiner maintenant.

A) L'INFLUENCE DES APPORTS DETRITIQUES

C'est presque un truisme en géologie sédimentaire que de noter la coïncidence entre les époques à évaporites et l'absence de sédiments détritiques (1). Un des exemples les plus remarquables est le Lias-Dogger inférieur qui représente, sur le Nord-Ouest africain, une des époques de rémission la plus parfaite des apports détritiques ayant permis la généralisation de sédiments carbonatés en Berbérie et évaporitiques au Sahara : "cette extrême discrétion des apports détritiques a permis aux mécanismes responsables de la ségrégation des différents sels de jouer sans perturbation . . ." (*op. cit.*, p. 405).

Pourtant il y a à cette règle des exceptions importantes. Je citerai celle qui correspond à l'époque de dépôt des évaporites infra-d2 et de l'argilo-gréseux supérieur : les bancs de sels des évaporites et les sables et

(1) "Les grosses masses d'évaporites apparaissent évidemment surtout aux époques de rémission des apports détritiques : abondantes au Trias supérieur (Salifère principal), au Lias, au Crétacé supérieur, elles sont plus rares ou absentes au Trias inférieur et moyen, au Jurassique supérieur, au Barrémien ou à l'Albien" (1968 b, p. 145) ; p. 161 : "On conçoit aisément qu'aucun sel n'ait pu précipiter dès lors que des apports d'eaux continentales très chargées repoussant toute influence marine, venaient saturer par leur sédimentation, au fur et à mesure, la place offerte par la subsidence". Et L.L. Sloss, l'année suivante (1969, p. 778) dans un passage déjà cité ci-dessus, faisait allusion à l'"absence of major volumes of terrigenous clastic material", comme à une condition du dépôt des évaporites.

Source : MNHN, Paris

grès intercalés d'argiles s'affrontent – sur plus de 100 m de coupe – sur le "front du delta du Gassi-Touil" ; les coupes les plus proches des deux faciès encore bien caractérisés ont été repérées en toute certitude à une quinzaine de kilomètres l'une de l'autre. Cette coexistence est assez singulière – quoique fréquente dans les grabens (cf. les couches pléistocènes de la mer Morte) – en ce qu'elle suppose le maintien de concentrations très élevées d'une part et des apports d'eau douce, ayant véhiculé le matériel détritique, d'autre part. Une autre exception, non moins remarquable, est constituée par l'Eocène moyen dont les masses gypseuses très importantes du Sahara septentrional ont pour équivalent latéral une partie des couches détritiques grossières jusqu'alors attribuées au Mio-Pliocène.

D'un autre côté **toutes les époques dépourvues de sédiments détritiques n'ont pas vu le dépôt d'évaporites en abondance.** Je citerai le Cénomanien supérieur – Turonien où la plateforme saharienne était aussi parfaite qu'aux autres époques, et aurait donc pu représenter une machine évaporatoire aussi efficace qu'à l'époque du Lias-Dogger inférieur. Or la mer si peu profonde du Cénomano-Turonien a déposé partout des calcaires coquilliers puis des dolomies, mais jamais de chlorures ni de sulfates en quantité notable. Bien des hypothèses peuvent être émises pour expliquer ces faits : légère augmentation relative de la profondeur générale en relation avec le niveau des mers, favorisant un certain brassage même sur les plateformes ; climat moins aride ne permettant plus une évaporation aussi forte ; chimisme des océans légèrement modifié ? En réalité ces hypothèses sont toutes aussi incertaines et les faits établis ne sauraient nous amener à une interprétation parfaitement fondée.

B) LES EPOQUES A EVAPORITES ET LES REGRESSIONS ET TRANSGRESSIONS

J'ai souligné à différentes reprises *les confusions qu'avait engendrées l'assimilation de transgression* – étalement du domaine sédimentaire, sous quelque forme de dépôt que ce soit – *à transgression marine* – apparition de faciès marin dans une succession – et identiquement régression et régression marine. Il reste à voir les rapports entre ces deux notions sur la plateforme saharienne au Mésozoïque.

1) **Les faciès de régression marine (salifères) et ceux de transgression marine (marins francs) ne correspondent pas à des phases particulières dans l'étalement du domaine sédimentaire.** C'est ainsi que les alternances à prédominance salifère et à prédominance dolomitique des unités successives du Lias-Dogger inférieur semblent bien se biseauter, approximativement au moins, suivant la même ligne. Il n'y a pas d'étalement particulier du domaine sédimentaire concomitant des phases de "transgression marine". D'ailleurs le fait est parfaitement normal dès lors que la plateforme saharienne s'est trouvée progressivement acquise au domaine sédimentaire, tout au long du Mésozoïque, du Trias au Sénonien (fig. VI.1) ; que les intervalles "marins" n'ont en général pas atteint les régions de bordure où progressait la transgression qui était donc automatiquement le fait d'autres faciès que les faciès marins francs – excepté le Crétacé supérieur. D'où l'observation suivante.

2) **Les faciès de régression marine (salifères en particulier) peuvent venir très largement en transgression sédimentaire.** C'est ainsi qu'à l'époque du Salifère principal et pendant une partie du Jurassique inférieur et moyen, alors que la sédimentation était très largement évaporitique, ce sont des évaporites (sel gemme dans un cas, anhydrite pour l'autre) qui sont venues en transgression discordante sur le matériel paléozoïque.

3) **Les évaporites peuvent même ne pas correspondre strictement à une régression marine.**

a) Je rappellerai d'abord que si les évaporites abondent dans tout ce Mésozoïque saharien, toute cette succession en grande partie marine s'éteint *après l'Eocène inférieur* sans abandonner d'évaporites. Certes il y a les bancs gypseux de l'Eocène moyen d'une partie du Sahara septentrional ; mais dans la quasi-totalité de l'immense domaine que les calcaires marins de l'Eocène inférieur avaient couvert, ceux-ci disparaissent sans laisser déposer un banc de gypse ou un banc de sel, mais en passant à la série grossièrement détritique dite du Mio-Pliocène. Ainsi la plus grande et la plus authentique régression marine du domaine s'est faite, en grande partie, en l'absence du faciès régressif le plus classique : les évaporites . . .

b) *Les éléments les plus solubles comme émissaires et comme précurseurs d'une transgression marine.*– Je n'évoquerai que l'exemple du *Cénomanien argilo-lagunaire.* Le classement horizontal des faciès (éléments secondaires par rapport aux argiles) est le suivant : calcaires vers la Mésogée, puis en s'éloignant de la Mésogée, successivement, maxima d'anhydrite, de sel gemme, enfin disparition des éléments océaniques au profit d'argiles à tendance continentale. La succession verticale n'est pas sans analogie avec, de bas en haut (c'est-à-dire dans l'ordre historique), les grès albiens à tendance continentale, les argiles à évaporites du Cénomanien argilo-lagunaire et enfin les calcaires franchement marins du Cénomanien supérieur – Turonien. On conviendra que, dans les deux cas, la disposition observée ne confirme pas les évaporites dans leur rôle de dépôt régressif, de témoignage de mer en voie d'extinction. Cette disposition fait au contraire apparaître sulfates et chlorures comme les *émissaires* du milieu océanique ; les plus lointains, parce que les plus capables de rester en solution dans une eau concentrée et de ce fait les plus aptes à cheminer sur une plateforme

Source : MNHN, Paris

probablement soumise à une évaporation intense. Mais nullement comme des faciès régressifs. Annonçant au contraire l'installation progressive, mais bientôt totale du domaine marin.

C. CONCLUSIONS

L'étude des évaporites du Mésozoïque saharien permet de mettre en évidence quelques cas précis où le jeu d'une subsidence différentielle est intervenu dans la genèse ou la répartition des évaporites. Mais très généralement ce qui est le plus frappant, c'est, sur cette plateforme quasi parfaite, une ségrégation extrêmement progressive des sels, indépendante de la répartition et de la valeur de la subsidence et de la forme du plancher sédimentaire, ségrégation dans l'ordre de solubilité croissante, en position d'éloignement également croissant par rapport à la mer ouverte. Ces phénomènes d'une simplicité extrême et d'une ampleur grandiose appellent, m'a-t-il semblé, une interprétation qui ne prenne pas en considération que des points de détail ou des accidents locaux (seuil nord-saharien, môle du Tebaga ou tel édifice carbonaté du Sahara septentrional). Mais **une interprétation qui fournisse la première place à ce caractère de plateforme, à la platitude du plancher sédimentaire, au caractère pelliculaire de la tranche d'eau qui le recouvrait, aux phénomènes hydrodynamiques enfin, qui ont pris dans cette immense nappe pelliculaire une importance qu'ils n'ont jamais dans notre nature actuelle.**

Mais ces quelques données ne doivent pas masquer l'immense ignorance dans laquelle nous restons au sujet de ces dépôts. En particulier sur le point de savoir les causes profondes des avancées et des reculs des faciès évaporitiques dans un contexte paléogéographique qui, *a priori*, semble s'être perpétué sans différences capitales.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XXI

EXEMPLES DE REPARTITION DES FACIES SUR LA PLATEFORME SAHARIENNE
3) Les nappes d'épandage détritique

Cette étude de l'épandage des corps sableux sur la plateforme saharienne présente des lacunes plus qu'évidentes. En effet, il ne sera pas fait allusion dans ce chapitre :

1) aux structures sédimentaires (stratifications normales, obliques, entrecroisées, etc. et structures et mécanismes génétiques auxquelles elles correspondent), soit que celles-ci n'aient pas pu être examinées (tout le domaine des sondages, connu seulement par déblais ou par diagraphies), soit qu'elles aient été relevées à l'affleurement (hamada de Tinrhert) mais n'aient pas encore fait l'objet d'une description précise ;

2) aux paramètres granulométriques dont certains (coefficient d'asymétrie, valeur de la déviation-standard, de la moyenne) pourraient aider à distinguer sables de dune, de plage ou de rivière ... ;

3) à la nature des minéraux argileux, inconnue dans tout le domaine des sondages, examinée mais non encore exploitée aux affleurements ; etc.

Par contre la localisation sur une immense plateforme de nappes sablo-argileuses d'extension quasiment infinie par rapport à leur épaisseur, la connaissance que nous avons de leur contenu paléontologique ou de leur caractère azoïque, les quelques notions dont nous disposons sur leur granulométrie, leur contexte défini par les séries encaissantes et les formations auxquelles elles passent en Berbérie, sont autant d'éléments qui permettent de poser le problème de l'épandage de ces nappes détritiques. Auparavant nous examinerons quelques observations et quelques faits portant sur les modalités de la sédimentation détritique dans la nature actuelle.

I. DONNEES SUR LES MODALITES DE LA SEDIMENTATION DETRITIQUE EN GENERAL ET DANS LA NATURE ACTUELLE EN PARTICULIER

Ces modalités seront examinées dans trois domaines, délimités un peu schématiquement : a) le continental ; b) le deltaïque ; c) l'océanique.

A) LE DOMAINE CONTINENTAL

1) LES DEPOTS EDLIENS.

Je ne saurais passer complètement sous silence l'hypothèse d'accumulations éoliennes à propos de ces grandes nappes d'épandages détritiques ; car différents auteurs travaillant en Afrique du Nord, y ont fait allusion soit par rapprochement (?) avec les dunes actuelles du Sahara, soit à la suite de données concernant les caractères des stratifications, ou les répartitions granulométriques d'un échantillon de sable, ou encore la forme ou l'état de surface de grains ou de galets (dreikanter, etc.), voire même la présence de grès à ciment calcaire cristallisé (kerboub). Ainsi C. Caratini, à propos de l'Albien, émet l'opinion que la région de Chellala-Reibell représente une *zone d'épandage* qu'il nomme assez prudemment *fluvio-éolien*. J.-P. Lefranc (1963) est beaucoup plus catégorique : "La série de Taouratine s'est formée dans un pays comparable au Sahara actuel ... Les bancs gréseux ... pour l'essentiel sont des dunes conservées à peu près telles quelles" (p. 116) ; et (p. 117) : "Qu'est-ce qu'un grès à dragées sinon, à l'état cimenté, ce qui constitue à l'état meuble

Source : MNHN, Paris

le plus souvent, le matériau des couloirs interdunaires du Grand Erg oriental". Ces affirmations et ces suppositions n'ont qu'un intérêt limité (1), car il n'est que trop évident que si le vent peut modifier une accumulation détritique argilo-sableuse, vannant les grains de phyllites argileuses, érigeant le sable en dunes et abandonnant, au fur et à mesure, les galets et dragées – intransportables pour lui – ainsi concentrés en un pavage des couloirs interdunaires, le vent par contre ne saurait avoir amené ces matériaux. Bref, s'il est indubitable que le vent a imprimé temporairement sa marque et son façonnement sur certains niveaux et en certains points du Mésozoïque saharien (exemple : partie supérieure des grès de Zarzaïtine en plusieurs points), par contre le vent ne saurait avoir transporté et accumulé ces matériaux.

Dans les régions continentales où le vent procède effectivement dans la nature actuelle à des accumulations notables, celles-ci sont toujours constituées de matériaux très fins. Je citerai, d'après P.A. Dickey (1968), les déserts d'Asie centrale : la cité de Bukhara (en Asie soviétique, 200 km à l'Ouest de Samarcande) où les poussières amenées par le vent font que le niveau des rues est actuellement trois mètres au-dessus du plancher de la Mosquée construite de plain-pied au X^{e} siècle ; et je citerai, d'après R. Furon (1947), l'estimation d'un million de tonnes de poussière reçues le 9 mars 1918 par le Wisconsin et les états voisins, et de deux millions le 19 mars 1920. La finesse de ces matériaux, qui en rend les dépôts très vulnérables, s'oppose à elle seule à l'assimilation des nappes détritiques dans leur ensemble à de tels dépôts.

Par contre le vent peut dans certains cas assurer le vannage d'un corps sableux et ainsi en obtenir la pureté. Ainsi F. Ellenberger (1963, p. 229) à propos de sable très homogène du Werfénien du Briançonnais : "il semble que ce soit un résidu calibré et épuré par un passage dans un cycle éolien temporaire". Mais il convient de rappeler que ces actions de vannage – à l'idée desquelles on peut difficilement échapper en présence de la pureté et de l'homogénéité de nombreuses couches sableuses – peuvent aussi fort bien être assurées par la mer, ainsi que l'ont évoqué par exemple H. Niino et K.O. Emery (1960), dans leur étude des sédiments de la mer Jaune.

2) LA SEDIMENTATION DETRITIQUE SUB-AERIENNE OU AERIENNE.

Une description en a été donnée récemment par Y. Reyre (1970), d'après des phénomènes observés au Darfour. Je rappellerai seulement qu'il s'agit d'un plateau d'altitude (700 à 1 000 m), d'une platitude relative puisque hérissé d'inselbergs cristallins, de massifs volcaniques et recouverts partiellement d'une nappe d'épandage plus ou moins érodée de grès de Nubie. "Des tornades orageuses provoquent naturellement une forte érosion des moindres reliefs, emportant les arènes de décomposition vers les points bas ; mais même à la surface des immenses plateaux très plats, ces tornades remanient ces arènes et ces sols provenant de l'altération superficielle des roches et les déplacent sur des distances variables, généralement peu importantes : de quelques dizaines de mètres en terrain plat dont les microdénivellations sont ainsi comblées à quelques kilomètres lorsqu'un vague réseau fluviatile provisoire et de pente toujours très faible collecte une bonne partie des eaux de la tornade... l'épaisseur de matériel ainsi déposé après une seule tornade peut aller de quelques centimètres à plusieurs mètres" (p. 101). Ces phénomènes sont intéressants à considérer : ils évoquent ce qui a pu se produire lors de phases sub-aériennes par lesquelles sont certainement passés les grands dépôts détritiques du Mésozoïque saharien. De tels processus – tornades temporaires très violentes – peuvent expliquer en partie la progression très lente et pratiquement sans pente de matériel grossier, au loin des sources possibles. Mais il y a une différence radicale entre le Darfour et le Mésozoïque saharien. Au Darfour, il s'agit d'une sédimentation pelliculaire sur un *socle, toujours immédiatement présent*, qu'il faut combler, niveler et pénéplaner ; les processus sont sans doute proches de ceux qui ont agi lors du dépôt de lambeaux gréseux mésozoïques sur le socle (exemple, Serouenout). Mais par contre ils ne sauraient être identiques à ceux qui ont permis l'accumulation de couches argilo-gréseuses sur un peu plus d'un million de kilomètres carrés (exemple, Barrémien et Albien du Sahara et de Berbérie), sur un plancher sédimentaire plat et horizontal (puisque ces couches paraissent concordantes entre elles et, en tout cas, sont concordantes avec les unités sous et sus-jacentes) et très au loin des sources possibles du matériel quartzeux grossier.

(1) Elles sont d'ailleurs en contradiction non seulement avec les opinions habituelles des géologues d'Afrique du Nord (E. Pomel qualifiait avec justesse et précision le matériel détritique *mio-pliocène* de *clyzmien*), mais également avec une foule d'observations : les conditions désertiques actuelles sont incapables de rendre compte du transport d'un seul galet de quartz depuis les zones nourricières du Hoggar ou des Irarhène jusqu'à un couloir interdunaire des grands ergs ; incapables d'assurer le transport de ces grands troncs si courants dans le Taouratine, aussi bien qu'à la base du Mio-Pliocène ; d'assurer les conditions de vie et le transport de la faune dulçaquicole autochtone, dont J.Ph. Lefranc néglige les enseignements avec tant de légèreté ; de creuser et de raviner les séries déjà formées, exactement comme le fait un cours d'eau qui, lors d'une crue, affouille son propre lit ou sa plaine alluviale. Quant à l'affirmation selon laquelle les "bancs gréseux seraient pour l'essentiel des dunes conservées à peu près telles quelles", il s'agit d'une contre-vérité évidente, puisque dans le cas le plus général ces bancs du Mésozoïque saharien sont caractérisés à la fois par leur continuité latérale et leur extrême régularité, ainsi qu'en font foi les enseignements de terrain et les données de sondages.

Source : MNHN, Paris

3) LES DEPOTS FLUVIATILES.

A vrai dire la plupart des auteurs, pour rendre compte des nappes d'épandages détritiques du passé, ont invoqué des courants fluviatiles, ou leur prolongement, les courants deltaïques que nous examinerons ci-dessous. Ainsi G. Lucas (1942, p. 421) qui compare les grès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur d'Algérie occidentale avec les dépôts de la plaine du Gange. Ou H. Faure (1966, p. 78) : "Le fleuve Mékong est à 41 m d'altitude à 731 km de son embouchure. En de nombreux points son lit se trouve *au-dessous* du niveau de la mer, même à 500 km de son embouchure. Son bassin d'alimentation est de 795 000 km². Le bassin des grands lacs du Cambodge est situé en bordure de la mer de Chine (. . .). *Peut-être peut-on voir là quelques images transposables à certains paysages du "Continental intercalaire"*. D'autre part, dans la nature actuelle, si l'on fait abstraction des masses sableuses remaniant *sur place* une formation détritique du passé (exemple, grands ergs sahariens), les principales accumulations sableuses se cantonnent aux cours des fleuves ; aussi bien en régions humides qu'arides ou désertiques (Amu-Dar'ya, Syr-Dar'ya).

De très nombreux facteurs interviennent dans la capacité d'un fleuve à transporter du matériel détritique grossier, parmi lesquels on peut citer : le relief, la nature géologique et la taille du bassin versant, son couvert végétal, l'importance et la répartition des précipitations.

Pour des raisons variées, la plupart des grands fleuves mondiaux – aux énormes débits – n'apportent à la mer que du matériel très fin (Mississipi, Rio de la Plata, Nil, Fleuve jaune, etc.) (1) et ce sont des petits fleuves torrentiels tels que le Var qui apportent à la mer du sable et des galets en quantité notable (F. Ottmann, 1968, p. 381).

A côté du débit liquide, la pente joue un rôle important : dans les basses-vallées les grands fleuves alluvionnent sur des pentes très faibles ; c'est ainsi que le Tigre et l'Euphrate entre Bagdad et la mer ne sont affectés que d'une pente moyenne de 0'10" (K.O. Emery, 1956). Or ces pentes extrêmement légères correspondent à ce qui est admissible pour la sédimentation de plateforme du Mésozoïque saharien. Mais avec ces pentes extrêmement faibles les grands fleuves sont en général incapables de charrier du matériel vraiment grossier. Par surcroît non seulement joue la *sélection* par le cours qui "trie les particules les plus faciles à transporter", mais il s'y ajoute l'*usure* par dissolution, par chocs, par abrasion (A. Jauzein, 1971, p. 80) ; ces derniers phénomènes ayant atteint leur action maximale dans la basse-vallée.

Un autre élément d'importance capitale est la chenalisation. C'est un phénomène que A. Guilcher (1965) évoque sur un cas précis avec cette réflexion : "Le Si-Kiang semble avoir les plus grandes crues du monde pour un bassin de cette étendue, ce qui est sans doute lié aux conditions du lit : le fleuve déborde peu dans la majeure partie du cours, de sorte que la faiblesse des inondations empêche les crues de s'aplatir" (p. 311). Ce rapport entre la chenalisation et le maintien des crues est d'autant plus important que les crues ont un rôle essentiel dans l'alluvionnement d'un cours d'eau. Remarquons d'ailleurs que, réciproquement, dès qu'un cours divague – par rupture de ses levées naturelles par exemple – et inonde les plaines au milieu desquelles il coule, il perd toute capacité à transporter du matériel grossier et n'alluvionne que du très fin (2).

Au-delà du seul cours actuel, cette chenalisation vaut pour l'ensemble du matériel alluvial, même dans le cas de très grands fleuves, circulant à la surface de vastes plaines. D'une coupe reproduite par H. Baulig (1949) du remplissage alluvial du Mississipi, localisée seulement 250 km (à vol d'oiseau) au Nord de la Nouvelle-Orléans, il apparaît que ce remplissage enserré dans le "bed-rock" du Miocène sédimentaire ne dépasserait pas une cinquantaine de kilomètres de large. Par rapport à la longueur d'un fleuve, le corps gravelo-sablo-argileux qui en résulte peut donc être considéré comme filiforme.

Or ces faits ont une importance capitale pour les interprétations géologiques. Car pour certains auteurs il est facile d'interpréter un dépôt en nappes à partir de cours fluviatiles, en faisant jouer la divagation du cours à la surface d'une plaine . . . et le temps géologique, dont on sait qu'il est illimité. En réalité les phénomènes ne sont pas aussi simples, car toute divagation ne saurait entraîner de dépôt de sable, mais des dépôts très fins.

(1) D'après D. Reyre (1966, p. 291), en ce qui concerne les fleuves de l'Ouest africain, à la suite de la remontée – post-glaciaire – du niveau de l'océan, la précipitation du matériel sableux se fait en arrière de la zone côtière dans de véritables deltas internes, où ces sables sont stockés . . , jusqu'à ce qu'une régression ou une épirogénèse du delta interne en permette la reprise.

(2) Le fleuve Jaune dont l'embouchure s'est déplacée de plus de 400 km – du Sud au Nord de la péninsule de Chan Toung – à une époque historique où les digues n'étaient plus entretenues, fournit des exemples de ces inondations où le cours en même temps qu'il s'étale perd son aptitude à transporter du détritique grossier. Il en serait de même avec l'Amazone, dont on connaît les immenses aires inondables. A une autre échelle il en est de même également dans le Mississipi : "Le lit mineur est ordinairement bordé de berges surhaussées, de "levées naturelles", constituées par des limons sableux en stratification régulière : ces dépôts représentent les éléments les plus gros que le courant de crue peut tout juste mettre en suspension, mais qui se déposent dès que, le *fleuve débordant, sa profondeur et par conséquent sa vitesse diminuent brusquement*". (H. Baulig, 1949, p. 223).

Source : MNHN, Paris

Et au contraire un cours chenalisé peut rendre compte de dépôts sableux filiformes – connus dans les séries du passé, tels les shoe-strings de la littérature américaine –, mais difficilement d'épandages en nappes . . .

En conclusion je rappellerai que ce jugement assez pessimiste sur les capacités des fleuves à déposer des nappes d'épandage détritique est partagé par d'assez nombreux auteurs. Je ne citerai que J. Bourcart (1958) : "Les fleuves d'autre part sont incapables de transporter une quantité importante de sable, sauf quand leur pente est très forte ou en période de crues" ; et R. Passega (1963), à propos des nappes détritiques cambriennes du bassin de Kufra : . . . "ces sédiments sont beaucoup trop grossiers pour avoir été transportés en suspension par des fleuves semblables aux fleuves actuels (*sic*). Ces dépôts étaient probablement à l'origine des dépôts continentaux provenant de l'altération des granites et transportés à des distances assez faibles par des torrents très turbulents. Ils ont probablement été repris par la mer durant la transgression cambrienne" (p. 1498).

4) LES ECOULEMENTS EN NAPPE (Sheet-flood).

Ce genre de phénomène, à l'inverse des sédiments fluviatiles, n'est pas chenalisé. Par contre les dépôts qui en résultent restent tellement liés et tellement proches des reliefs sur lesquels l'écoulement a pris naissance, qu'il ne sauraient rendre compte des nappes détritiques sahariennes, puisque l'aire de dépôt de celles-ci a été caractérisée par une absence complète de relief. Je n'insisterai donc pas sur ces phénomènes, puisque de toute façon cette revue rapide des modalités de la sédimentation détritique grossière ne peut être exhaustive.

B) LES DEPOTS DELTAIQUES

1) DEFINITION ET IMPORTANCE DANS LA NATURE ACTUELLE.

Pour la définition des deltas et le mécanisme de leur genèse, je reprendrai quelques lignes d'un ouvrage récent de A. Jauzein (1971, p. 119) :

"Un delta est une embouchure où la sédimentation prolonge en mer la plaine alluviale de basse-vallée. L'existence de tels dépôts, en pleine zone d'influence marine, prouve que cette forme ne peut se développer que si les apports du fleuve dépassent les possibilités d'évacuation par les courants marins . . .

Le contact avec un niveau marin (ou un niveau lacustre) abaisse puis annule rapidement la vitesse du fleuve, ce qui crée une modification fondamentale de la dynamique fluviale. La perte de compétence qui en résulte nécessite le dépôt des matières en transit : les plus grossières, qui se déplacent par reptation ou saltation, se sédimentent les premières. La section transverse évolue par élargissement du lit du fait que sa profondeur diminue et que le débit imposé par l'amont demande une section de transfert beaucoup plus grande, puisque la vitesse décroît très vite. Souvent même, plusieurs bras sont nécessaires et le delta se développe alors en éventail.

Pendant que l'extrémité distale du dépôt s'avance sur la plate-forme marine, le fond du lit mineur se hausse par sédimentation et le lit s'installe entre deux digues, les levées, qui s'engraissent au moment des déversements de crues. Une crue majeure peut rompre une levée, ce qui amène un colmatage latéral et la formation d'un nouveau lit qui s'ajoute au lit précédent ou le remplace".

L'importance constructrice des deltas dans la nature actuelle est tout à fait exceptionnelle. Le delta du Mékong s'étale sur un front de 600 km ; celui du Yang-Tsé avance de 2 km par siècle, les "doigts" de la passe sud du Mississipi ont grandi de 6 km en un siècle, la bordure du delta de l'Amu-Daria, dans la mer d'Aral, s'est déplacé de 8 km vers le Nord entre 1937 et 1943, soit un taux de plus de 2 km par an, etc. *Cette importance n'a pu être que renforcée, dans un passé récent, par les actions humaines :* d'une part en généralisant un déboisement et une mise en culture d'extension continentale, qui ont aggravé dans des proportions considérables à la fois le ruissellement et aussi la quantité de matériaux meubles mis à la disposition des eaux courantes dans les bassins-versants ; d'autre part en canalisant les cours, pour éviter des inondations catastrophiques, à la faveur desquelles autrefois une partie importante du matériel était déposée sur la plaine alluviale et n'arrivait point au delta.

F. Shepard a fort bien mis l'accent sur cette importance des deltas dans l'alluvionnement (1964, p. 11 à 13) : "In our studies of the shallow water sediments in the Northwest Gulf of Mexico we were impressed by the fact that quantitatively the deposits forming around margins of deltas far exceed those of all other environments. This must also be true along most other coasts at the present time. Aside from catastrophic events such as large landslides it is only near the mouths of rivers that deposition is so fast that marked changes are indicated between successive surveys. Where human records go back for thousand of years, as in the Persian Gulf, we find that deltas have built forward for hundreds of miles. At the mouth of the Mississipi the far shorter records show an even more impressive rate of sedimentation". Et Shepard conclut : "Why, then, do we have so few descriptions of ancient deltaïc deposits in geological literature ? ". On peut penser

Source : MNHN, Paris

que l'étude des plateformes du passé comblera cette lacune : comme nous le verrons ci-dessous, différents caractères de leurs sédiments amènent à parler de dépôts deltaïques à de très nombreux niveaux de la série et sur des aires parfois extrêmement vastes.

2) QUELQUES CARACTERISTIQUES DES DELTAS ET DES DEPOTS DELTAIQUES.

a) ASPECTS MORPHOLOGIQUES GLOBAUX.

Le paysage deltaïque comprend classiquement un domaine continental, avec la plaine d'inondation ; un domaine de transition, comprenant mangrove, plage et estuaire ; enfin un domaine marin avec la barre de l'embouchure, la plateforme du delta, la pente du prodelta, le plateau, etc. La pente ou talus qui raccorde la plateforme de surface au bassin peut avoir une pente extrêmement variable : à peine inférieure à un degré dans le Mississipi – où elle est très forte –, elle serait seulement de 50" pour la partie sous-marine du delta du Tigre et de l'Euphrate et de 15" pour la même zone du fleuve Jaune. Ces pentes très faibles sont parfaitement compatibles avec les données de la sédimentation saharienne, mais – comme nous allons le voir – elles ne s'accompagnent que de dépôts d'une extrême finesse.

Des coupes de deltas commencent à être connues grâce aux réseaux de sondages profonds. Voyons d'abord le **sens longitudinal**. La sédimentation semblant se faire principalement sur le talus, le résultat final est un déplacement *latéral* de l'aire de dépôt. C'est en somme un de ces processus – auxquels L. Yapaudjian (1970) a fait récemment allusion – où il faut substituer à la notion de sédimentation en "pluie continue", celle d'accrétion latérale ou de progradation. Cet accroissement du domaine sédimentaire par le jeu de prismes déposés successivement *côte à côte* a même été établi sur certains exemples tirés du Paléozoïque de la plateforme saharienne (*ibid*, p. 19, pl. 9).

La **coupe transversale** – c'est-à-dire perpendiculaire à la direction de l'écoulement – peut également être caractéristique. H. Baulig (1949) note à propos du Mississipi que *"les deltas* successifs *affectent la forme de loupes*, avec une épaisseur maximum au centre ; de plus ils ne se superposent pas mais se juxtaposent suivant la direction prise par le fleuve à chaque époque". Cette observation qui semble avoir une valeur assez générale constitue sans doute une des caractéristiques par lesquelles les deltas actuels diffèrent morphologiquement des nappes d'épandage détritique des plateformes du passé, avec leur extension horizontale extrêmement vaste eu égard à leurs épaisseurs.

b) NATURE ET REPARTITION DES SEDIMENTS.

Celles-ci sont évidemment d'une extrême variété mais certaines observations à valeur générale peuvent néanmoins être dégagées.

Dans le **delta du Niger** (J.R.L. Allen, 1964), sur la partie subaérienne, les sables – de moyens à grossiers au moins – se cantonnent remarquablement aux lits des cours et aux formations de plages, les unes et les autres plus ou moins filiformes en cartographie ; les autres environnements (plaines d'inondation, marécages, mangroves) recevant préférentiellement des limons, des argiles et, à la rigueur, des sables fins. Quant à la partie immergée (plateforme du delta et pente du prodelta) elle est encore caractérisée par des limons (parfois des sables très fins), des argiles et des amas de coquilles, ces derniers sur la partie externe de la plateforme. Une coupe tirée du même article (*ibid.*, fig. 3 b, p. 33) montre remarquablement le maintien de la localisation des principaux corps sableux sur les mêmes verticales, correspondant à l'implantation des lits actifs.

Dans le cas du **Tigre et de l'Euphrate** la surface deltaïque subaérienne serait une plaine extrêmement plate, marécageuse, couverte de végétation et en particulier de roseaux.

Les descriptions du Mississipi sont classiques : alluvionnement parfois sableux dans les lits canalisés entre les levées ; mais dans les marais intermédiaires ne se dépose que du matériel très fin (accumulation de vase et végétation se transformant en une argile bleuâtre, riche en matière organique et H_2S, dans les marais les plus "doux" ; floculation de l'argile en une masse compacte dans les étendues d'eau salée ou même saumâtre). En zone maritime la plateforme deltaïque est couverte de limon dominant, accompagné de sable et d'argile, avec une fraction végétale importante ; quant à la pente prodeltaïque elle comporte plus de 50 % d'argile, le reste étant du limon.

On sait qu'un certain nombre d'auteurs (Fisk, en particulier) ont décrit la présence au sein de la masse alluvionnaire deltaïque de "doigts de sable" qui correspondraient aux bras du Mississipi, entre des masses argileuses. Des recherches ultérieures ne semblent pas avoir confirmé cette disposition (F.P. Shepard, 1964, p. 13-14).

Source : MNHN, Paris

c) CONCLUSIONS.

Les deltas actuels semblent différer profondément de certaines nappes d'épandage détritique du passé à la fois par leur morphologie générale et par la répartition des dépôts. Je reviendrai sur ces différences avec un rappel de quelques caractères des principales séries détritiques du Mésozoïque saharien. La considération d'autres épandages détritiques du Mésozoïque a débouché d'ailleurs sur la même opinion. Ainsi P. Wurster (1964) conclut une étude sur la sédimentation deltaïque du Keuper germanique : "The dimensions of the sketched delta system . . . prevent any simple comparison with modern examples . . . By its small thickness, the Schilfsandstein delta system also differs from many other fossil (pre-quaternary) deltas which were formed in geosynclinal conditions".

C. LES DEPOTS OCEANIQUES

1) LA SEDIMENTATION DETRITIQUE MARINE COMME CLE DES GRANDS EPANDAGES DU PASSE.

Considéré par de nombreux géologues comme le milieu de genèse par excellence des roches sédimentaires, le domaine marin ne peut évidemment être négligé dans une revue, si rapide soit-elle, des conditions et milieux des dépôts des couches détritiques ; ceci d'autant plus que de nombreuses formations de sables ou grès à faune authentiquement marine sont connues classiquement. En outre cette importance du milieu marin dans la genèse des couches détritiques parfois grossières est apparue d'autant plus plausible que les *courants marins* ont une puissance extraordinaire. A. Guilcher note à ce sujet : "Le module brut du plus abondant fleuve du monde, l'Amazone, s'établirait d'après Pardé entre 180 000 et 190 000 m^3/sec, les grandes crues pouvant dépasser 280 000 m^3/sec. Ces chiffres, considérables en soi, restent énormément inférieurs à ceux des débits des courants marins qui sont de l'ordre de millions ou de dizaines de millions de m^3/sec".

Dans cette conception "marine", W.C. Krumbein et L.L. Sloss, en présence de fines passées caractérisées par leur contenu en sables, pélites ou argiles, qui se suivent sur de très longues distances dans une succession carbonate/évaporite, émettent l'hypothèse de "débris dérivés de la terre" répandus sur un bassin marin par des orages de poussière et des courants de turbidité (1963, p. 380) (1). D. Reyre (1964, p. 293 et suivantes) fait allusion à des phénomènes actuels, intéressants parce que concernant le transport et le dépôt de détritique grossier en milieu marin. La côte atlantique de l'Afrique est "caractérisée actuellement par de grandes houles attaquant obliquement le rivage, très énergiques et remaniant vigoureusement les sables côtiers qui progressent le long du rivage jusqu'à ce qu'une coupure les arrête . . . les sables s'accumulent alors en longues flèches sableuses". Par ailleurs D. Reyre fait allusion à un écoulement de matériaux, pouvant être relativement grossiers jusque en mer profonde par le canal de certains canyons sous-marins. P. Burollet *et al.* (1968), soulignant l'importance primordiale de l'agitation de l'eau dans l'accumulation de sédiments détritiques, envisage l'extension à de vastes mers épicontinentales très peu profondes des mécanismes dont l'action visible s'observe actuellement sur les seules bandes littorales et qui correspondent à ceux que signalait D. Reyre : la houle et les courants côtiers. R. Passega (1962) estime que l'action des vagues, les courants de turbidité et les courants côtiers sont pratiquement les seuls agents capables d'assurer le transport et le dépôt de sédiments de la taille des sables. Plus précisément : The writer (R. P.) believes that *most ancient sands were transported by waves which are capable of dispersing sands over extensive areas*" (p. 118). Pour cet auteur nous comparons trop généralement les accumulations sableuses du passé à celles qui nous sont immédiatement et évidemment visibles dans la nature : "it follows that though abundant rivers, deltas, beaches, tidal flat and near-shore bars are recognized in ancient formations, the possibility of sand deposition in an open sea seems to be excluded". L'année suivante le même auteur prend un exemple qui est précisément celui des vastes nappes d'épandages détritiques dont nous nous occupons : "Des vagues de tempête qui agissent sur des fonds de mer de moins de 100 m de profondeur sont probablement l'agent de dépôt prédominant des sédiments anciens. Les vagues semblent être le seul agent capable de former sur le fond de la mer des couches-manteaux de sables ayant une étendue, comme par exemple dans le Paléozoïque du Sahara, de centaines de milliers de kilomètres carrés" (1963, p. 1492). Avant d'entamer la critique de ces hypothèses, peut-être trop exclusivement marines, sur la genèse des vastes nappes d'épandage détritique (2), j'envisagerai le cas très particulier des mers fermées que l'on pourrait appeler mers continentales.

(1) L. Leclaire, 1968, cite des "interstratifications de lits sablo-argileux" au sein des sédiments récents de la plaine abyssale méditerranéenne ; mais le diamètre des grains de quartz serait de 20 à 60 microns ; le sédiment est donc fort peu comparable aux épandages détritiques auxquels nous faisons allusion.

(2) Dans le cas des grés albiens, par exemple, une partie de leur domaine d'extension a mis en évidence non seulement une absence complète de faunes marines — argument évidemment négatif — mais aussi la présence sporadique de faunes continentales ; le milieu marin ne saurait être invoqué exclusivement.

Source : MNHN, Paris

Je ne ferai allusion ici qu'à la mer Caspienne et à certaines particularités de ces dépôts sédimentaires récents ou actuels. Alors que la Volga qui débouche au Nord-Ouest apporte une quantité importante de carbonate de chaux, la matière clastique provient en majeure partie du Caucase (et également de certaines rivières septentrionales), à la partie sud de la rive occidentale. Mais ces apports sont redistribués par un important courant circulaire, qui très schématiquement met en mouvement les eaux de cette mer en sens inverse de la rotation des aiguilles d'une montre. Le résultat final est une accumulation de matériel détritique dans l'Ouest et le Sud-Ouest – en même temps la biomasse benthique s'annule dans cette partie sud-ouest – ; le carbonate de calcium se dépose quand l'aire de dispersion de la matière terrigène se termine et les dépôts calcaires deviennent importants dans le Sud-Est et l'Est. Or une comparaison me paraît remarquable entre cette répartition et celle, par exemple, de l'Aptien saharien : la barre calcaire aptienne est censée représenter le domaine marin, tandis que sa disparition au sein de la série argilo-gréseuse du Crétacé inférieur représente dans certaines interprétations paléogéographiques le passage au domaine continental. Dans la Caspienne une évolution de faciés á peu près analogue se fait dans la même mer, sous la même tranche d'eau, sous le même climat, en rapport seulement avec l'origine de l'alluvionnement et le jeu d'un immense courant circulaire (1).

2) INSIGNIFIANCE REELLE DE LA SEDIMENTATION MARINE DETRITIQUE GROSSIERE DANS LES CONDITIONS ACTUELLES.

Rappelons d'abord que les grands courants qui agitent la masse océanique, d'après un certain nombre d'études modernes, n'ont qu'une capacité de transport singulièrement restreinte. Les courants de marée érodent bien le fond marin et transportent et déposent des sédiments détritiques, mais ils sont étroitement cantonnés á des zones de détroit : Golden Gate, mer intérieure japonaise, Manche, etc. Quant aux grands courants océaniques, ils n'intéressent qu'une tranche d'eau de quelques centaines de mètres et, d'après de nombreuses études citées par L. Berthois (1969), "il semble que leur influence directe et dynamique sur la sédimentation soit extrêmement restreinte et fort localisée". (p. 155) (2).

Plus grave que cette incapacité d'une partie des courants océaniques, il y a **l'extrême indigence des apports continentaux** ; car le plus souvent – aux exceptions près que nous verrons ci-dessous – le milieu océanique ne saurait *créer* les sédiments détritiques. F. Ottmann, comme je le rappelais ci-dessus, observe (1968, p. 331) que "la plupart des grands fleuves mondiaux apportent surtout des limons (Mississipi, Rio de la Plata, Nil, Fleuve Jaune, etc.)" et que les fleuves qui aménent á la mer des sables et des galets ne sont que de petits fleuves torrentiels. C'est ainsi que dans de nombreux estuaires la pénétration de la mer peut amener la "lentille d'eau profonde" et le "coin salé" à plusieurs dizaines de kilomètres de l'embouchure *vers l'amont* ! K.O. Emery (1968) affirme que dans certains grands estuaires, beaucoup de sédiments *pénètrent* depuis le plateau continental adjacent, les crues étant les seuls événements qui renversent les flots de fond suffisamment longtemps pour permettre l'échappée de beaucoup de sédiments en suspension ou en traction.

Les deltas eux-mêmes, malgré l'importance que représente leur appareil, n'apportent le plus souvent au domaine océanique qu'un matériel très fin. Le fait est évident – étant donné l'environnement aride – pour le delta du Tigre et de l'Euphrate : devant le delta le fond est presque exclusivement de boue *(mud)*. Mais il en est de même pour l'Indus : certes, les auteurs (R. Stewart *et al.* 1965) parlent du cône abyssal de l'Indus comme d'une énorme masse de sédiments qui provient du fleuve ; mais si l'on considére les faits d'un peu plus près on s'aperçoit que la surface définie – á la suite des études granulométriques des sédiments de fond – par une médiane supérieure à 62 μ (ce qui est très fin), ne forme devant le delta de l'Indus qu'un demi-cercle de 120 km de rayon ; au-delà sur une dizaine ou une vingtaine de kilomètres de large la médiane est comprise entre 4 et 62 μ, puis elle tombe au-dessous de 4 μ. Le cas du cône du Gange est peut-être plus intéressant, puisque le fleuve draine á la fois les montagnes les plus hautes de la planète et les régions les plus arrosées. Le cône occupe tout le Golfe du Bengale se raccordant á la plaine abyssale á la latitude de Ceylan ; soit entre 1 500 et 2 000 km du Nord au Sud oú la pente est à peu près régulière de 0 à -4 000 m (B. Heezen *et al.*, 1967). Si cette pente d'accumulation nous éloigne singuliérement des conditions sub-horizontales du Mésozoique saharien, il n'est que plus remarquable que les sédiments grossiers actuels y fassent totalement défaut : d'après M. Subba Rao (1964), seuls des sédiments á grain très fin s'accumulent devant les embouchures des principaux fleuves, les débris de la taille des sables étant mis en mouvement dans une bande

(1) Peut-être á imputer á la force de Coriolis.

(2) L. Berthois cite le cas des courants de la mer des Antilles et du golfe du Mexique. Malgré le débit exceptionnel et la vitesse importante de ces courants, malgré qu'ils aient drainé successivement les zones de décharges de l'Amazone, de l'Orénoque et tous les cours d'eaux de la côte des Guyanes, enfin la zone du delta du Mississipi, ces courants ne transportent pas une quantité notable de sédiments en suspension sur les bancs des Bahamas, oú leurs faux n'arrêtent ni ne ralentissent la prolifération des coraux (p. 146-147).

Source MNHN, Paris

étroite le long de la côte. Enfin le cas du Mississipi n'apporte pas d'enseignements différents : sur la plateforme du Nord-Est du Golfe du Mexique, entre 35 et 40 brasses, existent des reliefs récifaux dont les organismes constructeurs sont actuellement morts et qui se sont développés dans des conditions de profondeurs moindres — par conséquent il y a déjà longtemps. Le fait que ces reliefs récifaux ne sont pas ensevelis établit l'insignifiance de la sédimentation terrigène malgré la proximité du grand fleuve (A. Guilcher, 1959).

La meilleure preuve de cette faiblesse des apports deltaïques dans le domaine océanique est l'observation suivante que je cite d'après K.O. Emery (1968 p. 449) : "Curiously, relict sediments are exposed or only thinly covered near or directly off large deltas, such as the Yangtze and Tsientang (Fig. 4), the Yukon (Fig. 5 ; Moore, 1964), the Mississipi (Akers and Holck, 1957 ; Fisk and McClelland, 1959 ; McFarlan, 1961, Fig. 5 ; Curray and Moore, 1963), the Orinoco (Fig. 9), the Niger (Fig. 10), the Rhine (Fig. 12 ; Jelgersma and Pannekoek, 1960) ; the Po (van Straaten, 1965), the Nile (D'Arrigo, 1936 ; Emery and Bentor, 1960), and probably many others. Cette constatation me paraît d'autant plus importante que ces sédiments reliques sont en général fort anciens (époques glaciaires pléistocènes).

Cette faiblesse des apports détritiques d'origine continentale en général est-elle contrebalancée par le façonnement de grains détritiques par le milieu marin lui-même ? Certaines observations vont dans ce sens. Par exemple celles de D. Reyre (1964) et de P.F. Burollet et R. Byramjee (1968) : sur le littoral de l'Ouest africain, l'attaque de la côte par une houle extrêmement forte arrache de grosses quantités de galets aux roches exposées. En outre la conjonction de la houle et d'un courant côtier important transporte un matériel grossier non négligeable jusqu'à l'embouchure du Congo, matériel grossier qui ne saurait être alimenté par le cours actuel des rivières. Un autre processus est cité par H. Niino *et al.* (1961) — d'ailleurs comme ayant fourni des éléments résiduels et non pas comme un processus actif dans la nature actuelle — : il s'agit de la désagrégation sur place de reliefs et d'affleurements sous-marins ayant pu constituer des accumulations de sable grossier.

3) CONCLUSIONS.

En règle générale les transports de sable dans le milieu océanique actuel sont donc faibles. La même preuve peut en être apportée que pour la faiblesse de la sédimentation deltaïque : c'est le fait que les plateformes sont couvertes à 70 % de sédiments reliques. L'observation d'abord signalée en zone tempérée a été rapidement étendue à la zone tropicale (plateforme des îles de la Sonde, plateforme de Paria-Trinidad et de la Guyane occidentale, etc.) dont on aurait pu penser qu'elle était le siège d'apports plus abondants (détritiques ou carbonatés d'ailleurs). En fait seules les pélites — d'origine fluviatile en particulier — sont l'objet de transports importants et actuels dans la mer. K.O. Emery (1966) a fait remarquer, à propos du fait que ces sédiments reliques n'ont pas le plus souvent été recouverts : "contribution of sediments by streams and coastal erosion has been insufficient even to fill the large valleys that were eroded during glacial times" ... Deux ans plus tard le même océanographe faisait remarquer qu'en dehors des aires de dépôt actif de carbonate biogénique, les zones où les sédiments reliques ont été recouverts correspondent au périmètre de décharge des grands glaciers actifs. C'est là malheureusement un moteur de la sédimentation détritique qui peut difficilement être invoqué pour rendre compte des dépôts mésozoïques sahariens.

Bref cette revue rapide de la sédimentation détritique marine actuelle ne peut que justifier la réflexion de F.P. Shepard (1964) : "One of the great problems confronting geologists has been to explain the wide extent of certain marine sand formations" (p. 14). On peut penser que le problème n'est toujours pas résolu.

D) CONCLUSIONS.

L'examen de la sédimentation détritique grossière actuelle aboutit à une conclusion qui n'est pas sans rappeler celle à laquelle mène l'étude des évaporites : au total il se transporte et se dépose peu de sable dans la nature actuelle, que ce soit en milieu marin ou continental (1). Et ceci malgré le relief important qui caractérise notre globe — or de nombreux géologues, en constatant l'apparition de détritiques grossiers dans une coupe, invoquent seulement la surrection voisine de reliefs — ; malgré la pluviosité très forte qui règne sur une partie des régions intertropicales — et qui pourrait fournir le moteur hydrodynamique d'un transport

(1) Etant entendu que nous éliminons le simple remaniement superficiel ou le simple vannage sur place d'accumulations plus anciennes : cas des grands ergs, des sables reliques de la plateforme continentale, etc.

Source : MNHN, Paris

important ; malgré enfin des déboisements anthropiques considérables qui offrent à la nature une phase rhéxistasique certainement exceptionnelle. Et dans ce monde montagneux, parfois abondamment pluvieux, déboisé à souhait, le seul sédiment omniprésent est et reste la vase . . .

Devant une telle carence des causes actuelles faut-il s'étonner que les interprétations géologiques des séries sableuses du passé présentent beaucoup de *jeu* ? Même quand la *nature* du milieu de sédimentation se trouve heureusement précisée par la présence de faunes caractéristiques, l'*agent* et les *modalités* de l'épandage restent le plus souvent assez mystérieux. Mais dans combien de cas le milieu lui-même est inconnu. R. Passega (1962, p. 117) rappelle, à propos de sables pennsylvaniens du centre des Etats-Unis, "about which much has been written but on the deposition of which little is known : the same Pennsylvanian shoe-string is interpreted by different writers as an off-shore bar or a channel, an ancient river, or a marine feature". Ainsi toute la gamme est couverte. Je ne ferai qu'évoquer les interprétations divergentes fournies sur la genèse des sables d'Auvers et de Cresnes dans le Tertiaire du Bassin de Paris (C. Pomerol, 1964). Et je citerai les problèmes extrêmement ardus posés par les nappes détritiques du Paléozoïque inférieur de la plateforme saharienne, aussi extraordinaires par leur extension que par leur constance et leur homogénéité. Les nappes détritiques du Mésozoïque saharien offrent aussi leurs problèmes, que nous allons examiner maintenant.

II. LES PARTICULARITES DE LA SEDIMENTATION DETRITIQUE DU MESOZOIQUE SAHARIEN

Il pourra paraître paradoxal que, dans ce chapitre, les données sur le Mésozoïque saharien soient moins étoffées que celles, surtout bibliographiques, développées ci-dessus à propos de la sédimentation détritique en général. Cela tient au fait qu'il n'est pas question d'exposer à nouveau le détail des faits sur le Mésozoïque saharien, mais seulement de regrouper les principales observations.

A) LE MOTEUR HYDRODYNAMIQUE

Il est impossible de ne pas faire état de la mention de **phénomènes éoliens** : sables à patine éolienne signalés dans les forages du Sud du Gassi-Touil (*op. cit.*, p. 217), dreikanters du Barrémien du Sud-tunisien (1967), phénomènes – d'interprétation plus ou moins assurée – cités par J.Ph. Lefranc (1963) au Sud de la hamada-el-Homra, etc. J'ai signalé,en chaque occasion, qu'il ne peut s'agir là que d'une empreinte de conditions arides pendant une phase désertique, au cours d'une interruption de la sédimentation ; ou au cours d'une période continentale où le matériel s'est trouvé affecté avant d'être apporté au bassin de sédimentation (1). Ces phénomènes ont eu évidemment d'autant plus de chances de se produire que l'on considère un domaine plus continental – en position distale par rapport à la Mésogée – où l'on sait déjà qu'ont dû régner, sporadiquement au moins, des conditions de sédimentation subaérienne. Hormis ces faits, on peut rejeter catégoriquement l'hypothèse d'un Sahara mésozoïque identique à l'actuel ou l'assimilation systématique des corps sableux de nos séries à des massifs dunaires.

Plusieurs arguments établissent au contraire le rôle essentiel d'un agent **hydrodynamique puissant** dans ces accumulations. Je citerai d'abord le caractère parfois très grossier de ces couches détritiques. D'une part il y a les éléments exotiques, galets de quartz ou de quartzites, décimétriques dans l'argilo-gréseux inférieur du Gassi-Touil (*op. cit.*, p. 250), ces dragées du Trias gréseux de Djeffara ou de Zarzaïtine, ces galets du Barrémien du Sud-tunisien, les dragées enfin d'une extension prodigieuse sur tout le Nord-Ouest africain du Barrémien – ou même d'une partie plus importante du Crétacé inférieur. Je reviendrai ci-dessous sur ces faits. Mais, d'autre part, il y a les *éléments de remaniement sur place* : pseudo-conglomérats et brèches à galets d'argiles, de grès ou de dolomies ; surtout signalés, en forages, dans le Trias gréseux, mais probablement pour l'unique raison que seul le Trias gréseux a été abondamment carotté. Ce type de galets est intéressant non seulement pour les indications qu'il donne sur la capacité des courants transporteurs ; mais également parce qu'il établit avec beaucoup de vraisemblance l'existence de *zones qui ont été émergées provisoirement au moins*. Le façonnement de galets de boue est classique dans la nature actuelle par affouillement des berges ou de bancs émergés. Quant à la distance du remaniement, elle est certainement faible quand il s'agit de galets d'argiles.

(1) On sait que les quartz détritiques peuvent conserver remarquablement la trace d'un façonnement éolien, en dépit d'actions subies ultérieurement même en milieu marin.

Source : MNHN, Paris

La présence très habituelle de stratifications obliques – plus fréquemment même que de stratifications entrecroisées (1) – établit seulement le fait que la charge tractée sur le fond par saltation et par roulement l'emporte sur celle transportée en suspension ; ce fait exigeant en général une eau peu profonde et une charge de sédiments importante par rapport à la capacité de transport du courant (O. de Charpal, 1966). Les stratifications obliques ne permettent donc pas de préciser un milieu de dépôt, mais fournissent seulement une indication sur la puissance des courants mis en jeu.

Les phénomènes de ravinement et d'affouillement présentent parfois aux affleurements un caractère véritablement spectaculaire, en particulier dans les grès du Trias de Zarzaïtine, dans les grès du Crétacé inférieur de Taouratine et dans le Barrémien du Sud-tunisien. J'ai évoqué à propos de ces derniers (1967, p. 113-114), "les débordements catastrophiques, les irruptions brutales dues soit à des ruptures de levées naturelles, soit à des augmentations considérables, alternant avec des périodes à sédimentation plus calme, correspondant à des débits d'étiage ou à des conditions abritées". Ces ravinements se marquent bien quand un matériel sableux a rempli une fouille évidée dans une masse argileuse ; mais par contre, sable sur sable, le ravinement sera cicatrisé ou parfois seulement décelable par quelques blocs et galets d'argiles allochtones (voir chap. VII, les grès de Zarzaïtine).

Bref l'ensemble de ces observations suggère l'existence de courants puissants et de très vaste extension, comme n'en montrent sans doute dans la nature actuelle que certains cours fluviaux. Disons que les données en provenance des corps organisés ne viennent pas contrecarrer cette hypothèse : ni la fréquence, dans certaines au moins de ces couches gréseuses, de débris de bois – hématisés ou silicifiés –, parfois de véritables troncs de taille imposante ; ni l'abondance du lignite et de divers débris charbonneux ; ni l'existence sporadique – aux affleurements du Sud au moins – de faunes continentales et, complémentairement, l'absence quasi complète de faune marine.

B) L'EXTENSION EN SURFACE DE CES FORMATIONS DETRITIQUES

Les coupes et les cartes que j'ai pu donner des principales formations gréseuses sahariennes établissent, je crois, ce caractère d'épandage en surface, et non pas linéaire. C'est là un point fondamental.

Certes des phénomènes de chenalisation ont été repérés à l'affleurement (par exemple dans les grès de Taouratine, au Sud du Tinrhert, ou dans les grès de Zarzaïtine, voir pl. photo 3), mais en général ces phénomènes ne s'opposent pas à l'extension latérale d'une formation sableuse.

Quelques intervalles détritiques, malgré une extension "en surface" de leur corps sableux, montrent une prédilection pour certaines provinces qui – peut-on penser – étaient au plus près des zones d'alimentation. Ainsi, dans le Trias gréseux, de l'Argilo-gréseux inférieur où le pourcentage des bancs de sable augmente dans les provinces mêmes où la taille du grain maximum s'accroît ; tandis que, réciproquement, dans d'autres provinces le même intervalle apparaît relativement argileux et fin (sables fins, micas, pélites). Ainsi de l'Argilo-gréseux supérieur qui, apparu par passage de faciès aux dépens des Evaporites infra-d2, s'engraisse brusquement et notablement au voisinage du haut d'El-Biod au détriment des intervalles sus et sous-jacents. Il n'est pas jusqu'à l'Albien, dont les formations gréseuses s'appauvrissent sensiblement en direction mésogéenne, à la fois par régression du pourcentage des bancs de sable et par diminution de la taille granulométrique.

Néanmoins le cas le plus général et le plus frappant est représenté par des formations détritiques qui se prolongent avec une extension extrêmement grande. Evoquons seulement le manteau détritique du Barrémien avec son énorme extension sur l'Afrique du Nord-Ouest. Mais le cas de niveaux moins épais sera peut-être plus démonstratif encore. Quand chaque sondage, dans toute une province, traverse une même succession dans l'argilo-gréseux supérieur (Trias), il est difficile d'échapper à l'idée que tel ou tel terme de la succession (par exemple la série grossière de base), loin de représenter une formation chenalisée, doit correspondre à un épandage en surface. Les grès du niveau A ou T2 (Trias également, immédiatement sous le "Trias argileux") seulement épais de quelques mètres, au milieu d'une épaisse série d'argiles parfois surmontée d'évaporites, se sont étendus à plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés, aire dans laquelle chaque forage, sans exception, les a recoupés. Pour avoir moins d'extension les corps gréseux (grès inférieur, grès moyen) du Jurassique supérieur – Néocomien de la Province centrale n'en sont pas moins démonstratifs : les cartes d'isopaques qui en ont été dressées prouvent qu'il s'agit d'épandages généralisés et non d'apports chenalisés.

Mais la meilleure démonstration de cette absence – apparente au moins – d'apports chenalisés n'est pas fournie par une carte des détritiques, mais par celle des carbonates qui leur sont un peu complémentaires, dans le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien (fig. VIII. 13). Cette carte en effet, où les lignes d'isopourcentages (de 10

(1) Ces stratifications obliques ont été signalées de façon très courante dans les carottes de sondages et leur présence est tout à fait habituelle dans les formations détritiques qui affleurent dans le Sud-tunisien et le Tinrhert.

Source : MNHN, Paris

en 10 %) ont pu être tracées, établit sans ambiguïté le jeu de processus généraux à l'exclusion de facteurs locaux – telle que l'arrivée d'un delta ou l'influence d'un haut-fond – qui introduiraient des anomalies également locales. Elle suggère l'existence d'apports diffus arrivant simultanément de toutes les parties du continent.

Il est évident que cette absence d'apports chenalisés caractérisés, au profit de couches sableuses, parfois très constantes et très homogènes, ne vient pas étayer l'hypothèse de dépôts fluviatiles. Ceux-ci en effet se cantonnent préférentiellement à une vallée et même les divagations, permises par le temps, à la surface d'une plateforme rendent mal compte du dépôt d'un corps sableux constant et homogène.

C) L'EXTENSIDN DES FACIES GRDSSIERS

Des exemples pourraient être tirés de l'étude de nombreux intervalles gréseux (Trias gréseux, Albien, etc.), mais le plus démonstratif est celui offert par le Barrémien du Nord-Ouest africain. J'ai signalé que si les faciès très grossiers sont extrêmement courants dans les régions "continentales" (Crétacé inférieur de la périphérie du Tadémaït, des affleurements du Sud du Tinrhert), en réalité des grains de taille grossière sont signalés *dans tout le domaine étudié, y compris dans les parties les plus septentrionales:* graviers à Pa.1, galets centimétriques à Touggourt, dragées de quartz á Hassi-Amrane, galets décimétriques dans le Sud-tunisien, etc. Si l'on ajoute à ces données celles en provenance de la Berbérie : présence plus ou moins sporadique dans l'Atlas saharien, jusque dans le Sud de l'Aurès de dragées de quartz et sables moyens ou grossiers (sables de Boudinar) en Tunisie centrale, c'est une superficie de plus d'un million de kilomètres carrés qui a été couverte d'un matériel dont la granulométrie est grossière, au moins sporadiquement. J'ai déjà rappelé que le mode de transport et de dépôt de tels sédiments détritiques pose des problèmes difficiles d'interprétation ; la zone d'alimentation de ces quartz grossiers ne pouvant se trouver que dans des affleurements de socle avec quartz filonien, dont la distance dans de nombreux cas est sans aucun doute supérieure à 1 000 km. En dehors de l'agent de transport, capable de déplacer de tels quartz sur de telles distances – en l'absence de toute pente et de toute dénivelée notables (voir ci-dessous) –, on peut se demander comment ces quartz ont pu être si longuement charriés sans être réduits en totalité à l'état de menus grains *(op. cit.*, p. 526). Il n'est pas douteux que cette extension prodigieuse *en surface* de dépôts grossièrement détritiques est une des observations qui compliquent le plus l'interprétation de ces nappes d'épandage détritique.

D) L'INTRICATION DES FACIES MARINS ET CONTINENTAUX ; L'ABSENCE DE PENTE

Au temps des travaux purement stratigraphiques et de reconnaissance cartographique, la plupart de ces épandages détritiques – en particulier dans l'Atlas saharien –, du moment qu'ils n'avaient pas livré de faunes marines caractérisées, ont été interprétés comme des formations continentales : á l'absence d'organismes marins s'ajoutaient en général les stratifications entrecroisées, l'abondance des débris végétaux, la fréquence des teintes rutilantes et sporadiquement quelques faunes continentales. La même opinion a prévalu en territoire saharien où les mêmes caractères étaient parfois encore plus prononcés et les faunes continentales (Dinosaures, Crocodiliens, etc.), à certains niveaux au moins, plus abondamment signalés ; d'où les "Continental de base", "Continental post-tassilien", "Continental intercalaire", etc. Cette interprétation simple a été remise en question á la fois par des données nouvelles sur les séries sahariennes (paléontologiques d'abord, palyno-planctologiques ensuite) et par un renouvellement des idées générales sur la sédimentation détritique (voir ci-dessus les hypothèses sur la genèse des grandes nappes détritiques en milieu marin).

En fait l'hypothèse d'une genése continentale – pratiquement parfois subaérienne – peut être conservée, en particulier pour les zones d'affleurements méridionaux où les arguments déjá cités sont largement confirmés par les études de détail (grossièreté des formations, abondance des ravinements torrentiels, absence totale de tout représentant du monde marin malgré l'abondance des lavages et des préparations – y compris palynoplanctologiques, capables de mettre en évidence Acritarches ou microforaminifères chitineux dans des couches par ailleurs azoïques –, fréquence des bois, des débris charbonneux et des restes de Vertébrés ou d'Invertébrés continentaux, fréquence également des teintes rouges). Il s'y ajoute d'ailleurs çá et lá des indications suggérant des phases d'émersion plus ou moins caractérisées : j'ai déjá parlé des témoins d'un façonnement éolien ; il y a aussi l'abondance de ces cuirassements ferrugineux qui évoquent des processus pédologiques ou des phénomènes de battements de nappes, les uns et les autres supposant l'exondation du plancher sédimentaire ; sporadiquement on a aussi signalé des faits qui rappellent une gleyfication.

Mais par ailleurs, considérées en position plus septentrionale, ces mêmes formations, tout en restant détritiques et sans modification d'épaisseur importante, passent á des couches marines ou à des couches où

Source : MNHN, Paris

commencent à s'affirmer des influences marines. Dès le *Trias gréseux* – considéré dans ces régions comme continental par tant d'auteurs –, j'ai rappelé que les observations de A.H. Biard (1963) sur un forage du Dahar (Sn.1) avaient montré que les organismes marins ne dépassent jamais 5 % du total ; par ailleurs, un peu plus près encore du domaine mésogéen, toutes les faunes livrées par la partie supérieure des grès triasiques sont marines (Myophories, Brachiopodes, débris d'Echinodermes). Au niveau des *grès albiens*, Y. Reyre (1970) a mis en évidence une évolution identique, avec plus de détail, grâce à une analyse palynoplanctologique minutieuse. Il a pu observer et compter les débris végétaux carbonisés, les grandes spores, les moyennes et les petites, les grands pollens et les biailés, les petits pollens et les *Classopollis*, enfin les Dinoflagellés et les microforaminifères chitineux. Il a pu suivre la décroissance des uns au profit des autres, cette opération de relais se faisant dans chaque groupe avec de très larges recouvrements. Enfin il a pu ainsi définir – introduisant une zonation discontinue dans une évolution évidemment continue –, depuis la partie septentrionale du domaine étudié jusqu'à la hamada de Tinrhert, cinq provinces : I, le domaine marin permanent, au sein de grès crus continentaux sur la foi de l'absence de la macrofaune et des microfaunes calcaires ; II, le domaine laguno-intermédiaire à fréquents épisodes marins ; III, le domaine laguno-intermédiaire à rares épisodes marins ; IV, le domaine laguno-continental très riche en spores et pollens ; V, le domaine continental sub-aérien.

On sait que si cette évolution globale paraît insuffisamment convaincante, l'extrême détail des corrélations possibles à certains niveaux permet d'observer le passage infiniment progressif de calcaires franchement marins à une série argilo-gréseuse azoique, passant elle-même petit à petit à une série franchement continentale. Il suffit de reprendre *mutatis mutandis* les éléments exposés ci-dessus à propos des carbonates sur l'évolution du banc E 7, au sein du Callovien – Oxfordien – Kimméridgien.

A ces considérations sur l'évolution *horizontale* des séries, témoignant parfois d'une extrémité à l'autre du domaine étudié du passage progressif des conditions marines à des conditions continentales sub-aériennes, je pense qu'il faut ajouter cette intrication, cette alternance verticale remarquable de couches ou de lits marins et continentaux. Je ne ferai que rappeler, à ce sujet, les observations faites dans le Jurassique supérieur-Néocomien du Sud-tunisien (1967, p. 96-97). L'alternance maintes fois répétée de dolomies à Lamellibranches marins (Astartes, etc.) et de bancs détritiques à débris de bois, à lits de graviers riches en ossements de Crocodiliens, Dinosauriens, Tortues, Poissons ganoïdes, etc. y a été en effet déjà décrite. Dans le Callovien-Oxfordien-Kimméridgien du Grand Erg oriental (*op. cit.*, p. 466), j'ai également signalé cette alternance et cette intrication des sédiments marins (calcaires crayeux fossilifères) et d'éléments d'exportation continentale (lignite, débris végétaux, etc.). De même enfin dans le Bathonien du Sud-tunisien où j'ai déjà parlé de deltaïque au moins à propos des argiles et grès de Techout (1967, p. 43).

Si ces faits ont déjà une certaine importance pour définir le milieu de dépôt des couches détritiques du Mésozoïque saharien, je voudrais insister un peu sur l'intérêt qu'ils peuvent avoir quant aux conditions de dépôts de ces corps sableux ou argilo-sableux. N'est-il pas évident que l'ensemble des conditions décrites évoque un très vaste pays non seulement très plat, mais encore tout entier au voisinage de la côte 0 ? Que ce soit la présence de ces phases d'émersion ; que ce soit le passage vertical très rapide et répété de faciès marins à des faciès continentaux ; que ce soit enfin cette juxtaposition horizontale de faciès continentaux subaquatiques et de faciès marins toujours extrêmement peu profonds, tout milite pour cette conclusion. Or, à l'évidence, cette sédimentation généralisée à proximité de la cote 0 s'oppose à l'existence d'une pente sensible sur cette plateforme saharienne pendant le dépôt des épisodes gréseux (1). Songeons en effet qu'une simple pente de 0,5 ‰ tout à fait minime en milieu fluviatile, se serait traduite par une dénivelée de 500 à 1 000 m entre l'extrême-Sud et l'extrême-Nord du milieu de sédimentation des grès barrémiens par exemple. Dans le cas précis des grès barrémiens et albiens, d'ailleurs, je rappelle qu'*un argument supplémentaire peut être tiré de la présence très constante de la "barre aptienne"* intercalée dans ces séries gréseuses. Cette barre, carbonatée et argileuse, épaisse de quelques mètres seulement, succède brutalement et sur une aire prodigieusement vaste à ces grès barrémiens. La succession se fait pratiquement sans transition – de même que le passage de la "barre aptienne" aux grès albiens –. "Il est évident que l'apparition et la généralisation du faciès carbonaté, d'un seul coup sur 700 000 km² de plateforme, ne s'explique qu'en milieu horizontal et dans des conditions bathymétriques homogènes. Or si une dénivelée de 500 à 1 000 m avait existé au cours du Barrémien entre le Tinrhert et l'Aurès, on conviendra qu'il est peu admissible que des mouvements tectoniques aient redressé exactement cette plateforme saharienne pour la placer à l'horizontale ; de façon que l'ensemble de l'aire de dépôt fût soumis synchroniquement au milieu de sédimentation responsable de ces quelques mètres de carbonates et d'argiles attribués à l'Aptien. On ne peut échapper à l'idée que ce milieu de sédimentation est resté, en fait, très horizontal et tout proche de la cote 0" (*op. cit.*, p. 527).

(1) S. Beuf *et al.* (1962) étudiant le mécanisme de mise en place des grès des Ajjers en étaient déjà arrivés à cette conclusion que "le déplacement des eaux se faisait sur une surface plane". Et ils ajoutaient : "Il y a des exemples actuels de transport et d'accumulation de matériaux sur des surfaces très plates. Tel est le cas sur des dizaines de miles, dans le Grand banc des Bahamas, où le mouvement des eaux qui en est la cause, résulte de l'action combinée du vent (wind drift) et de la marée".

Source : MNHN, Paris

Soulignons, en conclusion, que cette absence de pente doit peut-être être mise en relation avec l'inexistence d'apports chenalisés : toute pente sur une aire de transport et de dépôt aurait en effet induit des écoulements canalisés, linéaires, plutôt que ces nappes gréseuses homogènes. Mais par ailleurs soulignons à quel point l'absence quasi totale de pente lors de l'épandage contribue à rendre mystérieux le mécanisme du transport et du dépôt de ces nappes.

E) LE QUALIFICATIF DE DELTAIQUE EMPLOYE A PROPOS DE CETTE SEDIMENTATION

A la suite des précisions déjà fournies, on voit de façon assez évidente les deux faisceaux de faits qui amènent à parler de sédimentation deltaïque à propos de ces nappes détritiques sahariennes.

1) D'une part cette sédimentation évoque les transports, les ravinements parfois, les dépôts de cours fluviatiles ; mais avec la caractéristique de n'être pas canalisée mais d'avoir une extension en surface. Le fait ne peut être simplement imputé aux divagations d'un cours sur sa plaine alluviale, car aucun épandage fluviatile, même dans sa partie aval la plus étalée, la plus divagante, n'a, semble-t-il, la régularité de certains de ces corps sableux, suivis d'un sondage au suivant avec une constance et une homogénéité remarquables. Or, dans la nature, le seul site – hormis quelques plaines d'inondation continentales – où un cours fluviatile *étale* son action, c'est le delta . . .

2) D'autre part il y a l'extrême intrication des couches marines et continentales et l'existence même de formations à caractère intermédiaire, qui appellent le qualificatif de deltaïque. Rappelons d'ailleurs, à ce propos, que quand Y. Reyre – qui a abordé ces problèmes par des études analytiques très différentes des considérations qui m'ont guidé – classe ses microfossiles palynologiques sahariens en différents milieux de dépôt, sur les cinq classes individualisées trois sont appelées deltaïques. Certes cette intrication des couches marines et continentales et cette existence de formations intermédiaires ne sont pas, dans la nature actuelle, le seul apanage des environnements deltaïques (voir mangroves, etc.) ; mais elles y sont notoirement représentées. C'est donc là une deuxième raison de qualifier de deltaïque cette sédimentation détritique saharienne – comme d'ailleurs l'ont été bien d'autres nappes d'épandages détritiques du monde anté-miocène.

Pourtant si j'ai souvent parlé de sédimentation deltaïque à propos de ces dépôts détritiques du Mésozoïque saharien, il importe de préciser que je n'ai employé ce mot que faute de mieux. Tout d'abord, même en supposant que la disproportion de *taille* n'introduise pas *a priori* de différence *qualitative*, il n'est pas négligeable de rappeler que les appareils actuels sont notablement plus petits que ces nappes d'épandages détritiques. Mais il y a surtout, je crois, *différence irréductible* entre les deltas actuels (et tertiaires et post-tertiaires) et ces nappes de plateforme *portant sur l'allure morphologique générale* (voir ci-dessus) et *sur la localisation de la sédimentation* ("progradation") *et la nature des dépôts.* Aucune coupe ni longitudinale ni transversale de deltas ne saurait évoquer les corps sableux, parfois minces, homogènes, constants, du Mésozoïque saharien : car le delta, au contraire, c'est par excellence le domaine des passages de faciès, de la sédimentation lenticulaire, des corps sableux allongés, etc. Pour ce qui est des dépôts, sur les deltas actuels, les vases et les boues sont largement prépondérantes. Quant aux sables, la taille des grains s'amenuise beaucoup et très rapidement vers l'aval, tout spécialement sur le cône sous-marin ; et rien dans la considération de ces deltas ne rend compte de la dispersion de dragées de quartz sur plus d'un million de kilomètres carrés.

F) CONCLUSIONS

De nombreux dépôts de ce Mésozoïque saharien apparaissent assez originaux par rapport aux sédiments quantitativement importants dans la nature actuelle. Mais certains peuvent recevoir un embryon d'interprétation à partir des conditions de plateforme elle-même : c'est le cas des évaporites dont l'extrême abondance dans le Mésozoïque saharien peut être mise en rapport avec les processus qu'a induits ou facilités l'existence d'une nappe pellicullaire sur une immense plateforme. Avec les nappes d'épandage détritique la présence de cette plateforme complique encore les données du problème et les fait paraître contradictoires. Nous voilà en effet en présence d'une sédimentation parfois grossière, ayant donc exigé pour sa mise en place des écoulements liquides très actifs ; or cette sédimentation s'est opérée à la fois sur une immense superficie – et non le long de lits – et, en même temps, sur un pays pratiquement horizontal. Il n'est que trop évident que la seule référence aux phénomènes les plus importants dans la nature actuelle ne peut lever le mystère qui entoure cette sédimentation.

Deux données capitales ne doivent pas être perdues de vue dans la recherche d'une solution : d'une part ce caractère de plateforme (stabilité, horizontalité, faible profondeur d'eau, etc.) ; d'autre part l'exceptionnelle

Source : MNHN, Paris

importance des apports détritiques. Ce second point fera, par exemple, que par ces nappes d'épandage le Mésozoïque saharien rappellera plus le Paléozoïque inférieur saharien que les dépôts mésozoïques du bassin de Paris, qui restent si souvent carbonatés jusque sur les flancs des reliefs qu'ils sont venus empâter. Tenant compte de ces deux données, il faut, je crois, chercher un peu au-delà des environnements classiques actuels (fleuve, delta, sable marin, etc.), recherche évidemment tout à fait hypothétique.

Sur une plateforme d'un développement inconnu dans la nature actuelle et au sein de la nappe d'eau pelliculaire qui la recouvrait, on peut supposer que des phénomènes qui restent très discrets sous nos yeux, ont pu revêtir une ampleur extraordinaire. Il s'agira par exemple de *courants de marée* qui ne prennent à l'heure actuelle une certaine violence que dans des golfes, des détroits ou des bras de mer, de faible profondeur ; et qui ne font sentir leurs effets à longue distance que dans certains estuaires comme celui de l'Amazone (1 000 km, d'après E. Haug – 1911, p. 68 – ; 1 500 km d'après F. Ottmann – 1968, p. 333). On peut supposer des courants de marée plus importants du fait d'une disposition *locale* particulière (platitude, faiblesse des fonds) ; ces causes locales pouvant être aggravées par des modifications générales, par exemple de l'amplitude des marées dans les temps géologiques (voir par exemple les travaux de W.S. Olson). Concernant cette action possible des courants de marée, j'ai déjà évoqué – d'après S. Beuf *et al.*, 1962 – l'importance qu'ils peuvent avoir en conjonction avec le vent sur la surface très plate et très peu profonde du grand banc des Bahamas. Un des aspects fructueux de cette hypothèse est qu'elle tend à faire disparaître les distinctions les mieux établies de la nature actuelle. Car si l'on suppose d'immenses courants de marée sur cette plateforme saharienne, sous très faible épaisseur d'eau, susceptibles de redistribuer le matériel d'origine continentale (quartz détritique, phyllites argileuses, bois, etc.) qu'amenaient les cours d'eau qui parcouraient la zone en cours d'érosion, *ne perçoit-on pas que la différence entre domaine continental et domaine marin s'estompe un peu ?* (1). Et cette disparition relative au moins de la distinction entre ces deux domaines est en accord parfait avec l'observation de faunes et de flores variant très progressivement depuis celles qui sont franchement marines jusqu'à celles de milieu subcontinental aérien.

L'action de *vents*, violents et soutenus, peut aussi avoir permis certains transports dans la nappe pelliculaire qui recouvrait la plateforme saharienne ; surtout en conjonction avec d'autres agents (voir ci-dessus). Je citerai enfin l'action possible des *forces résultant de l'accélération de Coriolis.* On sait que ces forces n'agissent de façon sensible "que sur des corps en déplacement, à peu près soustraits au frottement et libres de se déplacer latéralement. C'est le cas d'un courant fluide, air ou eau, se déplaçant au sein d'une masse fluide, et non, comme les cours d'eau terrestres, entre des rives solides" (A. Clos-Arceduc). Il est évident que les courants induits par la force de Coriolis dans les mers intérieures actuelles (mer Noire, mer d'Azov) n'ont qu'une puissance très modérée. Mais peut-être en a-t-il été autrement dans des conditions différentes de profondeur et de morphologie du plancher sédimentaire.

Enfin cette nappe d'eau pelliculaire qui recouvrait la plateforme saharienne, a pu aussi avoir un caractère intermittent. On conçoit mieux alors le jeu d'actions subaériennes temporaires (transport sur une distance plus ou moins faible, analogue à celui qui peut amener une tornade en pays même plat), non négligeable dans le transport d'éléments détritiques grossiers ; ces actions se combinant ou s'ajoutant à celles citées ci-dessus (courants de marée, action du vent, etc.).

(1) J. Ricour (1963, p. 588-589) approchait de cette notion quand il écrivait à propos des grès du Trias lorrain : "Perriaux est-il certain de pouvoir décider des dépôts fluviatiles par de simples analyses granulométriques. Des courants de marée affectant des littoraux très plats ne sont-ils pas en mesure de produire des matériaux qui, morphoscopiquement, ont un type fluviatile, alors qu'ils sont formés en milieu marin". Je pense seulement qu'il faut aller un peu plus loin et reconnaître que ces eaux souvent dessalées qui circulent avec des caractéristiques fluviatiles ne représentent plus réellement le domaine marin, même si elles sont animées par des courants de marée.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XXII

CONCLUSIONS GENERALES

I. L'EXISTENCE D'UN DOMAINE INTERMEDIAIRE

Dans notre monde actuel, le rivage, ligne qui délimite la terre et la mer, est un des traits les plus frappants, les plus souvent cartographiés, les mieux définis (1). Il s'accompagne de *dépôts littoraux*, formant souvent une bande de largeur très limitée, mais néanmoins d'un intérêt capital, tant du point de vue hydrodynamique (façonnement et transport de sédiments grossiers, détritiques ou carbonatés), que du point de vue biologique (prédominance de certaines biocœnoses) ou géochimique (phénomènes sédimentaires ou diagénétiques liés au balancement du front salé – déplacement de la ligne de contact eau douce/eau salée – ; abondance dans certains cas des oxydes de fer, etc.). Or ce trait fondamental semble ne pas se retrouver dans de nombreux niveaux du Mésozoïque saharien : il s'y serait substitué un domaine intermédiaire – entre marin et continental – d'extension parfois très vaste. Je regrouperai ici quelques-uns des faits et des observations qui étayent l'existence de ce domaine très particulier.

A) LA REPARTITION DES ETRES ORGANISES

Je me contenterai d'évoquer quelques uns des faits dont le détail a déjà été cité, dans le présent ouvrage ou par ailleurs (1967, *op. cit.*). Je rappellerai *cette évolution complémentaire des débris marins et continentaux que révèlent les analyses palyno-planctologiques* (A.H. Biard pour le Trias ; Y. Reyre pour l'ensemble du Mésozoïque) : témoins marins et témoins continentaux sont présents *conjointement* dans une aire immense ; mais dans une direction donnée le pourcentage des uns décroît au profit des autres et *vice versa*. Le seul doute que peuvent laisser ces données tient à leur caractère *global*, dont l'origine est double : il y a d'une part le fait que les analyses ont porté sur des déblais qui présentent un mélange de fragments hétérogènes, car en provenance de plusieurs couches ; il y a d'autre part le traitement des données, puisque, dans l'impossibilité de retrouver d'un forage au suivant le *même* niveau, Y. Reyre a exprimé ses résultats en regroupant l'ensemble des données en provenance de tout un intervalle stratigraphique (2).

Pour pallier les inconvénients de ce caractère global, on peut examiner l'évolution du contenu faunistique d'un banc bien déterminé : j'y ferai allusion ci-dessous dans le paragraphe consacré à l'évolution progressive des faciès. Mais il est important également de signaler le caractère "mixte" de certains gisements fossilifères. Pour ne citer que les Vertébrés, on sait que, dans le Crétacé inférieur du Sud-tunisien, A.F. de Lapparent (1951) a pu noter : "Le caractère continental des sédiments ... n'est pas infirmé par (la présence) d'Elasmobranches, car certaines formes sont connues dans les eaux douces : Hybodontes du Karoo, Sélaciens

(1) Seules font exception certaines côtes extrêmement plates, marécageuses, régions si particulières qu'elles "échappent à notre terminologie habituelle" (R. Laffitte, 1949, p. 248). Cet auteur donne comme exemple de ces régions particulières "où le sol est entièrement couvert d'eau et où il est impossible de distinguer à partir de quel moment elle est salée, à partir de quel moment on est en mer *(ibid.)*", une partie de la côte occidentale d'Afrique, notamment le voisinage de l'estuaire du Saloum à la saison des pluies. On pourrait y ajouter – en dehors des classiques régions deltaïques – une partie de la côte de Floride, certaines côtes d'Indonésie, etc.

(2) En dépit de ce caractère global, la certitude du résultat établi ne fait pas le moindre doute étant donné le nombre d'observations concordantes sur lesquelles il repose.

Source : MNHN, Paris

du Gange, Pristis de l'Ogoué et du lac Onange (Gabon)". Tandis que, d'après R. Hoffstetter (1959), dans l'Albien du Tinrhert : "Le caractère continental du gisement est indéniable ... La présence de quelques poissons de type marin peut s'expliquer soit parce que ceux-ci ont remonté les fleuves, soit même parce qu'ils ont pu s'adapter à un milieu d'eau douce (voir la faune actuelle du lac de Nicaragua)".

Des faits identiques ont été cités dans bien des bassins du passé, Rappelons le caractére mixte très net des faunes du "weald clay" (J. D. Mac Dougall et J. E. Prentice, 1964). Du, dans le Trias lorrain, les caractères de la faune contenue dans certains bancs, "témoins d'invasions marines fugaces" au sein de grès á faciès continental : "dans cette faune pauvre en espèces, mais riche en individus capables de subir de fortes variations de salinité, nous retrouvons le type-même des faunes peuplant ces milieux aquatiques résiduaires plus ou moins fermés, sursalés ou saumâtres, nommés communément "lagunes", et qui se trouvent situés en marge du domaine continental et du domaine marin" (J. Perriaux, 1961, p. 92).

Certes le seul mélange de faunes (ou de flores) marines et continentales ne constitue pas un caractère extraordinaire, spécifique du passé : il existe dans la nature actuelle dans de nombreux sites marginaux, localisés entre terre et mer, estuaires, lagunes, mangroves, etc. La particularité des observations faites dans ce Mésozoïque saharien, type de sédimentation de plateforme du passé, consiste dans la prodigieuse aire d'extension de ces phénomènes. *Les seuls cas de la nature actuelle qui offrent peut-être une ampleur comparable, me semblent être ceux des mers "continentales"*, en particulier la mer Caspienne. Aussi citerai-je quelques traits tout á fait remarquables parmi ceux que présente la composition biologique de cette mer (I. A. Zenkevich, 1957). Etres d'origine á la fois marine (60 % de l'ensemble des animaux vivants) et d'eau douce, les représentants de sa faune qui ont traversé et survécu à une suite de phases de sursalure et de dessalure (1), ont acquis, malgré leur dualité, des particularités biologiques similaires et des distributions identiques. Cette faune est évidemment caractérisée par un grand nombre de formes et de groupes endémiques (60 % pour la totalité de la faune) qui s'explique par l'isolement prolongé de cette mer. Soulignons enfin qu'á côté de l'abondance de la faune d'origine marine (dont de nombreux Foraminifères) plusieurs groupes marins manquent complètement dont les Brachiopodes, Céphalopodes, Echinodermes, etc. A l'évidence un certain nombre de ces caractéristiques majeures évoquent des traits connus dans les faunes d'Invertébrés du Mésozoïque saharien ; en particulier le mélange de faunes marines et continentales – et la présence de nombreuses formes "indécises" –, l'endémisme prononcé – qui est un caractère remarquable des faunes d'Invertébrés décrites du Continental intercalaire –, etc.

Ainsi dans la nature actuelle, pour que ces phénomènes biologiques se réalisent avec une ampleur comparable à ceux du passé, il faut le long isolement d'une mer fermée depuis le Tertiaire. La plateforme du Mésozoïque saharien les offrait au contraire dans un tout continu et synchrone qui allait des faciès marins les plus francs aux dépôts continentaux subaériens, á faune de Vertébrés terrestres.

B) L'EVOLUTION PROGRESSIVE DES FACIES

Parmi la multitude d'exemples qui pourraient être rappelés je n'en évoquerai que deux. Le premier porte sur ce banc E. 7, situé á la partie moyenne du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien dont il a été question dans le chapitre sur les carbonates. On observe, je le rappelle, une évolution parallèle, parfaitement progressive, des caractères lithologiques et faunistiques : d'une part depuis des calcaires marins jusqu'á des calcaires dolomitiques, des dolomies parfois anhydritiques, puis jusqu'á de minces lits de dolomie détritique, finissant par se biseauter au sein d'une succession argilo-gréseuse ; d'autre part, depuis une faune marine riche et bien caractérisée, qui s'amenuise progressivement pour qu'il ne reste plus qu'Ostracodes "de dessalure" et Characées. L'autre exemple est celui de l'Albo-Vraconien suivi sur un millier de kilomètres depuis l'Aurès jusqu'à la hamada de Tinrhert et passant, d'ici à là, de calcaires marins à Foraminifères et Algues, à des argiles rouges détritiques, intercalées de minces lits de dolomies á dents d'*Onchopristis* et moules de *Viviparidae*. Le tout infiniment progressivement, sans aucune frontière tranchée, ni sans aucune modification *brusque* dans l'épaisseur de la formation.

Bref, dans cette évolution des faciés il y a dégradation des caractères marins, très progressive, très lente, étalée sur une très grande distance et précédant le passage á des éléments dessalés ou marécageux, passage qui lui-même précède la lointaine disparition de toute faune et de toute roche biogénique. Rien dans ces faits ne vient évoquer un rivage ; tout au contraire milite en faveur d'un domaine intermédiaire.

(1) La salinité de la Caspienne à l'heure actuelle est environ le tiers de la salinité normale des eaux océaniques ; le rapport des différents ions, par ailleurs, diffère profondément de celui qui caractérise les eaux marines.

Source : MNHN, Paris

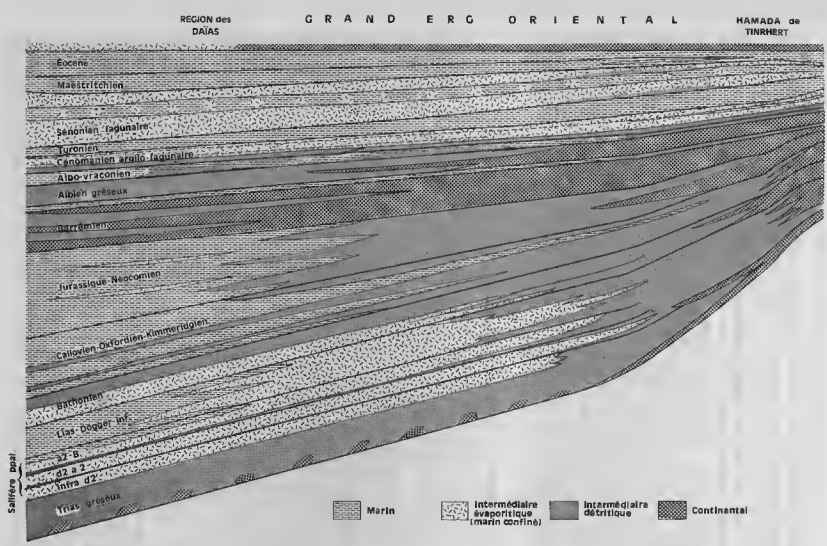


Fig. XXII.1. – Répartition des faciès "marin", "intermédiaire évaporitique", "intermédiaire détritique" et "continental" sur une coupe des terrains mésozoïques de la plateforme saharienne. Ce dessin est extrêmement schématisé ; tout d'abord en ce qui concerne les faciès dont l'interprétation est le plus souvent difficile ; et en outre dont le dessin a dû être presque caricaturé, étant donné l'échelle (c'est ainsi que le "marin confiné" du Sénonien lagunaire peut donner faussement l'impression d'évaporites massives plus importantes que celles du Lias-Dogger inférieur ou du Salifère principal) ; il est également tout à fait schématique en ce qui concerne les épaisseurs. Les valeurs adoptées ne correspondent pas – toutes proportions gardées – à celles observées dans les "fosses" (Dorbane, etc.).
Avec ces imperfections, ce dessin ne vise qu'à montrer le jeu des influences marines et continentales sur la plateforme saharienne, au cours des temps mésozoïques et le développement d'un immense domaine intermédiaire – schématiquement séparé en évaporitique et détritique, alors que les constituants argileux, d'appartenance indéterminée, en constituent souvent l'essentiel.

Source : MNHN, Paris

C) L'EPANDAGE DES SEDIMENT DETRITIQUES

Si les mécanismes de l'épandage d'un matériel détritique parfois très grossier sur toute la superficie d'une immense plateforme sédimentaire demeurent encore assez obscurs, il reste le fait d'avoir réfuté tour à tour les mécanismes typiques des continents actuels (épandage de tornade, sheet-flood, alluvionnement fluviatile, etc.) ainsi que les mécanismes typiquement océaniques, assez exceptionnels d'ailleurs pour l'obtention d'un épandage en surface. **Cette démarche nous conduit à une interprétation de type deltaïque, sans pour autant que les différents caractères des deltas actuels ne se trouvent réunis.** C'est pourquoi il est sans doute préférable de substituer à la précision du mot deltaïque qui s'applique mal ici, la locution de domaine intermédiaire, au moins pour une grande partie des régions couvertes par ces nappes détritiques. On peut considérer que les données en provenance des restes organisés apportent une confirmation à cette opinion : la plus grande partie de l'épandage en effet se situe entre, d'une part, une aire marginale à témoins continentaux, et d'autre part une aire périphérique où faunes et flores marines tendent à se généraliser. Et par contre, dans cette plus grande partie de l'épandage, les mélanges constatés, l'évolution de la proportion des deux sortes de constituants contribuent à donner plus de force à cette notion de domaine intermédiaire. D'ailleurs les principaux moteurs actifs d'alluvionnement grossier, jouant – quoique de façon limitée – actuellement, sont l'épanage des bandes côtières littorales : courants côtiers, agitation due aux vagues, courants de marée, etc. Or le domaine intermédiaire correspond en partie à un prodigieux élargissement de cette bande littorale ; et il est évident que la plupart des actions envisagées (courants de marée, vent, force de Coriolis) sont en grande partie indépendantes de la nature localement marine, continentale ou *intermédiaire* de la nappe d'eau qui recouvrait l'ensemble de la plateforme saharienne.

D) LES PARTICULARITES DE LA SEDIMENTATION DES SELS MARINS

Les observations et les faits longuement exposés à propos des évaporites (1968 b, *op. cit.* ; et ci-dessus, dans le présent ouvrage) devront maintenant être considérablement schématisés. *Les énormes quantités des sels du Mésozoïque saharien ne peuvent avoir d'autre origine que le réservoir que constitue la masse océanique.* Par ailleurs, *l'aire des dépôts des sels évaporitiques ne saurait être le domaine marin franc*, qui existe au Mésozoïque, représenté par des sédiments et des faunes très analogues à ceux du domaine marin franc actuel. Enfin, *la position la plus fréquente de ces sels*, tant dans les successions verticales que dans les coexistences latérales, *est une situation intermédiaire entre les couches marines et des couches continentales* – à tel point que j'ai considéré certaines formations à évaporites comme les émissaires lointains du milieu océanique et à ce titre comme des faciès de transgression *marine*. L'ensemble de ces trois propositions ne peut s'interpréter, me semble-t-il, que de la manière suivante : **les dépôts d'évaporites représentent le plus souvent dans le** Mésozoïque saharien des formations typiques d'un domaine intermédiaire entre l'océanique d'où elles tirent **leur substance et auquel elles passent latéralement et le continental – auquel elles passent aussi latéralement – qui a limité côté sud toute possibilité de brassage** ; le tout sur une immense plateforme où les processus de confinement ont pu prendre une ampleur démesurée en nappe d'eau pelliculaire. Je tirerai de cette interprétation deux corollaires :

1) **La notion de domaine intermédiaire appliquée aux évaporites du Tertiaire du bassin de Paris** (1968, p. 133-134) pourrait expliquer que depuis deux siècles les partisans d'une origine continentale et ceux d'une origine marine s'affrontent sans succès, tout en accumulant de part et d'autre une masse toujours plus grande d'observations et d'arguments . . .

2) Dans la nature actuelle, les sels marins, lorsqu'ils se concentrent, le font aussi *à proximité des littoraux*, quand ceux-ci présentent certaines qualités particulières – sauf de rares exceptions tel le grand banc des Bahamas où l'on observerait localement un très léger accroissement de la concentration au milieu de l'océan ouvert – ; et *a fortiori* quand ils précipitent (certaines lagunes, marais-salants marginaux, etc.). La différence avec le Mésozoïque saharien n'est donc qu'une énorme différence quantitative. Mais étant donné cette homologie, on comprend mal l'hostilité chronique que manifeste la littérature géologique contre le terme de **formations lagunaires** appliqué à ces évaporites du passé, hostilité fondée sur l'ambiguïté du terme. Lagune désigne pourtant on ne peut mieux ce domaine intermédiaire, "qui tout en dépendant de la mer et en tirant d'elle une partie de sa substance, s'en distingue par un certain nombre de caractéristiques" (1968 b, p. 134), induites par un isolement relatif ou quasi total. Il n'est pas jusqu'à l'ambiguïté du terme qui me paraît précieuse, puisque dans le passé l'association verticale ou latérale entre sursalé et sous-salé est extrêmement fréquente ; en outre sursalé ou sous-salé occupe – suivant les niveaux stratigraphiques – un peu la même position entre mer et continent. Ses caractères ont changé, mais la *lagune* est restée.

Source MNHN, Paris

Les évaporites, mieux encore que les nappes d'épandages détritiques, mettent donc en évidence cet immense domaine intermédiaire, couvert d'une pellicule d'eau où les caractères marins se modifiaient, avant de passer à l'aire des influences continentales dominantes.

E) CONCLUSIONS

L'alternance répétée d'épisodes marins et continentaux, parfois fort peu épais, pouvant s'étendre sur des centaines de kilomètres, s'oppose déjà à la notion d'une côte et d'un continent offrant le moindre relief si faible soit-il (1967, p. 99). Mais, au-delà de cette simple alternance, s'impose dans de nombreux cas la notion d'un domaine intermédiaire, trait remarquable de cette sédimentation de plateforme du Mésozoïque saharien. Les termes de "deltaïque" ou de "lagunsire" employés suivant la nature de cette sédimentation, représentent un effort pour rapprocher les témoins du passé d'un environnement actuel, mais il n'est pas certain que la précision qu'ils contiennent ne dénature pas un peu la véritable physionomie de ces dépôts intermédiaires.

Il semble que l'on doive se représenter les zones qui ont été le siège de cette sédimentation comme des pays rigoureusement plats, recouverts d'une nappe d'eau immense, très peu profonde, dont le chimisme seul se modifiait, et infiniment lentement, entre le domaine voisin de la mer ouverte et celui du continent d'où provenaient les eaux fluviatiles. Quel rapport entre ce domaine où les *influences* marines s'étalent sur plusieurs centaines de kilomètres – voire à certaines époques un millier de kilomètres – et le *rivage* tel qu'il se présente dans les régions qui nous sont familières, aux reliefs exaspérés par les orogénèses alpines et plus récentes ?

II. POINT DE VUE SUR LA DOCTRINE DES CAUSES ACTUELLES

A) LE PRINCIPE D'UNIFORMITE ET SES DEUX EXTREMES

Le principe dit des causes actuelles, synonyme approximatif de l'*Uniformitarianism* des Anglo-saxons, implique seulement, pour certains géologues, que les causes actuelles suffisent à expliquer les événements du passé. Mais, en réalité, il n'y a pas une position actualiste, mais une infinité de nuances qui mises bout à bout placent fort loin les positions extrêmes. Et ce sont ces positions extrêmes que j'envisagerai d'abord.

D'une part, **le principe d'uniformité** postule la constance des lois physiques dans le temps et dans l'espace. Comme de nombreux observateurs l'ont noté, il s'agit en réalité avec cet "uniformitarianisme méthodologique", non pas d'un principe géologique, mais d'un postulat sur lequel repose l'ensemble de l'édifice de la science ; postulat dont le moins qu'on puisse dire est qu'il a reçu de nombreuses confirmations tant de l'expérience que de l'observation. C'est ainsi que l'on ne mettra pas en doute que la gravité s'est toujours exercée de la même manière, que la compétence d'un fluide en fonction de sa vitesse a toujours été la même que l'ordre de précipitation des sels d'une saumure de concentration originelle donnée ne s'est pas modifié, etc. (1). Sur ce postulat l'ensemble des chercheurs tombera d'accord sans peine. Mais par contre ce même postulat ne saurait entraîner de façon automatique la validité d'une permanence des "causes" actuelles.

D'autre part il y a ce que certains ont appelé un "substantive uniformitarianism", théorie de l'histoire géologique qui affirme, **non plus seulement la constance des lois physiques impliquées dans les phénomènes géologiques, mais la constance absolue de ces phénomènes eux-mêmes** : "Ce qui se passe aujourd'hui s'est toujours passé de la même manière, au même rythme et au même degré d'intensité" (R. Hooykaas, 1970, p. 239). Cette conception de l'uniformité débouche évidemment sur une permanence absolue et totale des "causes actuelles".

Etant donné la distance qui sépare ces positions extrêmes, il serait souhaitable, quand un auteur exprime son attachement aux causes actuelles et au principe d'uniformité, qu'il situe sa position intellectuelle dans la gamme ainsi couverte. Car il est remarquable que dans le premier sens énoncé ci-dessus le principe

(1) Un auteur (L. Jacot, 1962) niant ce postulat de la permanence des lois physico-chimiques et y substituant, en particulier, une modification de la vitesse de désintégration des noyaux radioactifs au cours des temps géologiques, en concluait que la terre, loin de dater de plusieurs milliards d'années, datait tout au plus de 100 000 ans. Conclusion qui laissait bien peu de temps à l'évolution du monde biologique pour parcourir le chemin qui est jalonné par les fossiles livrés par les terrains sédimentaires.

Source : MNHN, Paris

d'uniformité (constance des lois physiques dans le temps et dans l'espace) n'est même pas incompatible avec le catastrophisme, doctrine dont l'éradication a toujours été le but des premiers des uniformitariens dans la ligne de C. Lyell. En l'absence de cette précision, la référence aux principes des causes actuelles se réduit à une simple clause de style.

B) LES FONDEMENTS DU PRINCIPE DES CAUSES ACTUELLES ET LE CONSENSUS OMNIUM DONT IL BENEFICIE

1) L'efficacité scientifique.

L'uniformitarianisme et le principe des causes actuelles se comprennent et s'apprécient si l'on fait un rapide retour sur les conceptions catastrophistes qui les précédaient et auxquelles ils se sont formellement opposés. Dans ces conceptions catastrophistes les "causes de certains changements géologiques dans le passé diffèrent en nature et en énergie de celles actuellement en opération" . . . c'est-à-dire que le catastrophisme implique "que des forces non agissantes dans le présent ont provoqué des bouleversements d'une intensité très supérieure à celle des changements dus aux causes actuelles (G. Cuvier)" (*in* R. Hooykaas, p. 15). Or, il est évident que le fait d'invoquer *a priori* des causes disparues, inconnues et par conséquent mystérieuses, s'opposait à une étude susceptible d'entraîner des progrès de nos connaissances. Aussi l'uniformitarianisme, en prenant la position exactement opposée, a ouvert une ère d'une extrême fertilité pour la recherche géologique. Cette extraordinaire efficacité est évidemment la source profonde de l'attachement que manifestent à ce principe la plupart des géologues.

2) Les fondements philosophiques.

D'un autre côté ces forces mystérieuses, ces bouleversements extraordinaires que supposait le catastrophisme présentaient un côté *miraculeux* ; et, de ce fait, apparemment ou réellement, ils s'apparentaient à la notion d'intervention divine, avec la puissance, la discontinuité, le mystère qui s'attachent à cette notion.

D'où une raison supplémentaire par laquelle l'uniformitarianisme s'est trouvé stimulé et comme n'aurait pu le faire, seule, la froide objectivité scientifique : il s'agissait d'exorciser le "miracle", la "métaphysique", voire même les "vérités révélées" du domaine de la science. Animé par une telle volonté, on comprend que l'uniformitarianisme ait pu entraîner des adhésions passionnées . . .

3) La tentative de dégager la géologie de son aspect historique pour en faire une "science" de la nature.

Une des caractéristiques de l'histoire c'est que "chacun des événements survenus au cours du temps influe sur les événements suivants rendant impossible une répétition pure et simple" (R. Hooykaas, 1970, p. 261). Or une tendance, parfaitement consciente ou non, existe pour "de-historiser" la géologie et la succession des événements qu'elle considère. Cette tendance repose sur la méthode actualiste : "plus cet actualisme va loin, c'est-à-dire plus sont complexes les phénomènes et les causes tenus pour des éléments permanents ou récurrents des événements, plus uniforme et plus a-historique sera le système descriptif résultant" *(ibid.)*. Et il est indubitable que souvent, malheureusement, l'invocation aux causes actuelles ne se traduit pas par une simple croyance dans la permanence des lois physiques, mais dans la transposition, à l'ancien, d'un environnement parfois fort complexe et fort précis, sur la foi d'une analogie de faciès ou d'un élément du faciès.

4) Conclusions : l'attachement au principe des "causes actuelles".

Véritable ferment de la géologie, fondé philosophiquement – car le nier serait proclamer des miracles . . . –, gage d'un engagement plus complet dans la voie scientifique, le principe des causes actuelles bénéficie d'un indiscutable *consensus omnium*. Tout propos tendant à le remettre en question prend un aspect blasphématoire. Un auteur, visant récemment à récapituler les faits qui établissent des différences considérables entre les mondes anciens des temps antécambriens reculés et notre monde actuel et la portée immense de ces différences dans tous les mécanismes pouvant se dérouler à la surface de la terre, fait précéder son exposé de plusieurs paragraphes où il ré-affirme son attachement aux principes des causes actuelles (J. Touret, 1969).

Mais l'acte de foi le plus touchant se trouve probablement dans la démarche suivante. En présence d'un fait géologique qui n'évoque *rien* dans la nature actuelle, l'actualiste prend néanmoins un exemple dans notre géographie . . . en demandant au lecteur de bien vouloir imaginer ce monde actuel suffisamment différent de ce qu'il est pour se prêter à l'analogie ! Je ne donnerai que deux exemples, choisis dans des domaines dont il a déjà été question. R. Passega, recherchant des corps sableux identiques comme nature et comme disposition à ceux du passé, écrit (1962, p. 117) : "By modifying certain factors the sedimentation on the continental shelf

Source : MNHN, Paris

should be completely changed. *Let us for instance imagine that the Mississipi would carry a considerable load of sand on a shallower continental shelf having a depth of 100 feet at the break in slope.* The strong wave action on the shelf would disperse the sand to form interconnected lenses similar to those that are common in ancient formations"... Et ces propos sur la sédimentation des évaporites : "M. Jauzein fait remarquer qu'il s'en faut de quelques mètres pour que la Méditerranée soit à l'heure actuelle un vaste champ de dépôt salifére. Si le seuil de Gibraltar était un peu plus haut, les eaux de l'Atlantique ne pourraient pénétrer en Méditerranée et cette mer se salerait probablement indépendamment de tout changement de température". (1964, p. 19).

C) QUELQUES DONNEES SUR LES ASPECTS PERNICIEUX D'UN ATTACHEMENT TROP STRICT AU PRINCIPE DES CAUSES ACTUELLES

Précisons d'abord que le principe des causes actuelles qui se trouve impliqué ici n'est évidemment pas la simple reconnaissance de la permanence des lois physiques dans l'espace et dans le temps ; c'est cet aspect particulier du principe qui tend á se généraliser dans l'esprit des géologues – qui consiste á rechercher en réponse á chaque fait géologique, l'environnement, le site géographique actuel qui y correspond le mieux ou le moins mal. A cet état d'esprit on peut imputer un grand nombre d'interprétations erronées, toutes caractérisées par le fait que le géologue, obnubilé par le désir d'identifier ses faciés á un modéle actuel, porte une attention insuffisante aux faciés eux-mêmes.

Citons parmi ces erreurs d'interprétation l'attribution à des *dépôts désertiques arides* de deux faciés tout á fait fréquents : d'une part les grès rouges, d'autre part les dépôts de sels évaporitiques. Dans le premier cas parce que, dans la géographie actuelle, les masses sableuses sont surtout frappantes sous la forme de grands massifs dunaires, forme qu'elles n'affectent qu'en conditions désertiques arides. Mais il est évident qu'il n'y a lá qu'un *maquillage* permis par ces conditions arides, mais auxquelles il n'est pas possible d'imputer le transport et le dépôt de ces masses. Dans le deuxiéme cas, celui des masses évaporitiques, alors qu'en climat humide, la dissolution par lessivage ne facilitera en aucun cas le maintien d'évaporites amenées en surface depuis des couches profondes ; en climat aride, au contraire, quand les circulations d'eau remanieront des sels, ceux-ci pourront s'accumuler (sebkras, grands lacs salés, etc.) en échappant au lessivage. Mais assimiler le dépôt de grosses masses d'évaporites aux conditions désertiques arides représente une interprétation inadmissible.

L'*intervention de la théorie de la barre*, dans les interprétations sur la genése des évaporites du passé, constitue un cas plus révélateur encore. Sur les quelques cas – assez insignifiants quantitativement – de dépôts d'évaporites de la nature actuelle, dans un certain nombre intervient effectivement le jeu d'une barre (voir ci-dessus) ; l'exemple le plus connu en étant le Kara-Bogaz. Or il est remarquable qu'une multitude de géologues, en présence d'évaporites du passé, ont fait allusion – vaguement ou précisément – á une barre, pour expliquer la genèse de ces évaporites, alors que rien ne venait leur en montrer l'existence (hormis quelques cas de barrières récifales). Davantage, le fait que la barre fût signalée si souvent á propos de gisements anciens, venait encore accréditer son caractére quasi obligatoire et ... poussait donc d'autres géologues á la retrouver chez eux.

Certes je ne pense pas que ces quelques exemples soient susceptibles d'entraîner la condamnation du principe des causes actuelles ; d'autant plus que les erreurs correspondantes ont déjà été dénoncées et redressées par des géologues tout aussi actualistes que ceux qui les avaient commises. Par contre je crois qu'ils sont symptomatiques d'un certain état d'esprit qui n'est pas souhaitable. Il n'est pas bon qu'en présence de n'importe quel fait révélé par les séries anciennes notre curiosité soit trop vite satisfaite par la simple évocation de tel ou tel environnement actuel. Nous connaissons tous ces descriptions d'une coupe où tout lit gréseux est interprété comme l'indice d'une surrection de relief, toute passée carbonatée comme une transgression de la mer – ou comme une phase biostasique sur les continents environnants –, tout banc gypseux comme un retrait de la mer ou comme un asséchement d'origine climatique, toute passée d'argile comme un approfondissement du tréfonds. Or toutes ces reconstitutions paléogéographiques, hâtives, prématurées, insuffisamment fondées, dont l'implantation très ponctuelle du point d'application suffit á montrer le caractére imaginaire sinon fabuleux, sont appelées – peu ou prou – par le principe des causes actuelles. Elles constituent un hommage rituel et quasiment obligatoire á ce principe.

En dehors de cet encouragement permanent á échapper á tous les faits par une simple comparaison géographique, le principe des causes actuelles – tel qu'il est couramment admis au moins – pousse á minimiser et á escamoter les problèmes ; alors que ce sont eux qui devraient retenir toute notre attention. Il pousse, dirai-je même, á nier ou á ignorer la part encore immense de ce qui est inexplicable á la lumière des seuls faits connus à l'heure actuelle. *L'actualisme excessif tend à faire de la géologie une science sans problème, une succession confortable de paysages géographiques choisis çá et lá sur les cinq continents ou dans les mers qui les entourent ; alors que l'ampleur de son objet en fait une de celles qui soulévent le plus d'inconnu.*

Source : MNHN, Paris

D) LES DIFFERENCES PROFONDES DU MONDE ACTUEL ET DU MONDE PASSE.

On commence á prendre clairement conscience des différences radicales qui opposent les mondes disparus de l'Antécambrien ancien á notre milieu actuel : J. Touret (1969), je le rappelle, a fourni récemment dans une petite étude bibliographique une excellente analyse des principaux arguments déjà réunis. Les différences entre la composition des roches paléozoïques et celle des sédiments plus tardifs est également bien connue. C'est un fait statistique d'une portée immense et l'attitude qui consiste á affirmer simplement que certains environnements étaient exceptionnellement développés, aux dépens d'autres, risque d'être peu fructueuse. E. Kaiser (1921, *in* Hooykaas, 1970) s'est efforcé de cerner les différences radicales qui doivent rendre compte de ces dissemblances de faciès : modifications des processus d'altération, d'érosion et de sédimentation en l'absence d'une couverture végétale sur les continents ; différences dans les cycles hydrologiques, dans les phénomènes d'altération chimique, etc.

Mais la surface de la planète devait être aussi singulièrement différente de ce qu'est le relief actuel de la Terre. La disproportion quantitative entre des phénoménes primordiaux au Mésozoïque – comme au Paléozoïque –, et extrêmement discrets dans la nature actuelle, tels que la sédimentation des évaporites, avec son ampleur, ou l'extension des corps gréseux, s'apparente à une différence qualitative. La généralisation de minces passées lithologiques sur d'immenses domaines suppose un plancher sédimentaire d'une horizontalité dont *rien* ne donne une idée dans la nature actuelle. L'intrication des faciés marins et continentaux et l'extrême développement d'un domaine intermédiaire sont tels que la notion même de rivage n'a pratiquement plus de sens sur ces plateformes du passé.

L. Cayeux dans une note consacrée á ces problèmes a fait un inventaire minutieux de sédiments du passé inconnus dans la nature actuelle ou inexplicables avec les seules données des dépôts actuels (1941). R. Laffitte, quelques années plus tard (1949), a repris cette question, et s'est élevé contre la résurrection des "causes anciennes", mystérieuses, auxquelles aboutissaient les idées lancées par L. Cayeux. Or il est intéressant de trouver dans la note de R. Laffitte "en faveur même des idées de Cayeux un argument à peu près décisif dont celui-ci n'a jamais usé" (p. 245) : il s'agit du fait que "les sédiments actuels diffèrent de ceux du passé, mais pas de tous les sédiments du passé. Les sédiments de nos océans sont étrangement analogues aux sédiments miocènes et pliocènes . . . De plus dans les sédiments du Miocéne et du Pliocène on observe, par rapport aux océans anciens, l'apparition des mêmes carences que signale Cayeux dans les océans actuels" . . . *(ibid.)*. Cette observation a une importance fondamentale ; car elle prouve que ces différences entre sédiments actuels et sédiments anciens (disons donc anté-miocènes) sont un fait objectif, et non pas seulement une apparence imputable á notre position présente d'observateur, á ce point de vue unique dont nous ne pouvons nous échapper et à l'effet d'un certain manque de recul.

E) CONCLUSIONS

L'uniformitarianisme a permis l'essor et le développement de la géologie, en mettant fin á la stagnation imposée par le catastrophisme et le recours á des causes miraculeuses, d'inspiration métaphysique. Cette utilité et cette efficacité, primordiales autrefois, se sont éteintes á l'heure actuelle, faute d'opposants.

Par ailleurs, les différences s'avèrent énormes entre ce monde actuel auquel nous faisons référence et ce que nous montrent les séries du passé. Si profondes que les environnements les mieux individualisés de la nature actuelle se confondent parfois dans les paléogéographies anté-miocènes ; et que, *vice-versa*, des formations anciennes, et parfois très importantes, n'ont pas leur répondant dans la nature actuelle. Dans ces conditions, la fécondité du *principe* est moindre – et les cas oú il devient pernicieux plus fréquents –. Ceci d'autant plus qu'il se traduit souvent par le désir systématique de trouver, en face de faits géologiques, un environnement actuel que l'on en puisse rapprocher. Etant donné les différences, ci-dessus évoquées, entre ancien et actuel, son application tend parfois à ramener les faits les plus étranges et qui demanderaient le plus d'étude, à une simple comparaison plus ou moins fondée avec tel ou tel site ou tel ou tel phénomène de la géographie actuelle.

L'étude des phénoménes actuels est *une* clé pour l'étude du passé ; elle n'est pas la seule et souvent n'est pas la meilleure, mais bien plutôt l'analyse minutieuse des séries du passé elles-mêmes.

Le principe d'uniformitarianisme, d'une prodigieuse fécondité á ses débuts, tend à se transformer en un dogme encombrant, alors qu'une de ses raisons d'être était d'éliminer un dogme. Il convient donc actuellement de le refuser sous la forme qu'il a prise, tout en restant fidèle à une méthode actualiste, ou plutôt dirai-je même à une curiosité actualiste (et celle-ci, je crois, se porte fort bien) ; de façon que les enseignements de l'actuel n'affectent jamais l'allure d'un dogme qui pourrait prendre le pas dans nos interprétations sur les faits issus de l'observation directe des séries du passé.

Source : MNHN, Paris

III. SUCCESSION MESOZOIQUE A LA PERIPHERIE DU BOUCLIER AFRICANO-ARABE
(le parallélisme des pulsations sédimentaires)

Les faits exposés dans ce paragraphe ne correspondent que très partiellement á des observations nouvelles, faites dans les régions présentement étudiées. Mais il m'a paru indispensable d'élargir quelque peu le domaine d'étude pour distinguer, dans les faits sédimentaires qui y ont été observés et décrits, ce qui n'a que valeur régionale et ce qui est phénoméne général ; ceci avant de pouvoir envisager des conclusions sur le contrôle de la sédimentation.

Les analogies parfois remarquables que présente la succession mésozoïque dans différentes régions appuyées sur le continent africano-arabe, de l'Atlantique au Proche-Orient, ont été déjà signalées par des auteurs anciens. Certes chacune des régions envisagées offre une extrême diversité, pratiquement égale á celle constatée dans notre région d'étude ; c'est-á-dire que, considérée avec suffisamment d'ampleur, chacune permet de passer d'une série mésozoïque presque entièrement marine á une succession presque entièrement continentale. Mais, disons qu'il suffit de porter son attention, dans chacune d'elles, sur un domaine relativement moyen pour mettre en évidence des analogies remarquables dans les faciès des intervalles stratigraphiques successifs. Du point de vue de ces analogies, les travaux récents, souvent détaillés, n'ont fait que confirmer et donner plus de force aux observations des auteurs anciens. En outre l'étude du Mésozoïque saharien permet d'étendre l'aire de répartition de ces faciès plus ou moins homologues á un domaine non négligeable par sa taille.

1) LES ANALOGIES PALEONTOLOGIQUES

Elles ont parfois été remarquablement mises en lumière par les travaux des auteurs anciens, dont la faible spécialisation (paléontologique, stratigraphique et géographique souvent) était un élément propice aux larges vues d'ensemble.

Je ne ferai qu'évoquer les extrêmes analogies des faunes du Crétacé supérieur qu'établissaient les études successives de L. Lartet (1869) en Palestine, Schweinfurth et K. Zittel dans le désert libyque et arabique, H. Coquand puis A. Péron (1883) en Algérie du Nord, G. Rolland (1890) au Sahara algérien. Les principaux faits ont d'ailleurs été fort bien résumés par ce dernier auteur. *L'individualité de ces faunes, créée d'une part par leurs analogies, d'autre part par les différences qui les opposaient aux autres faunes mésogéennes, avait d'ailleurs poussé Zittel á parler d'un faciès "africano-syrien".*

Des faits analogues pourraient être cités dans toute la succession stratigraphique du Mésozoïque, G. Dubar récemment (1967, p. 33-39) insistait sur les affinités particuliérement grandes que présentent les *Rhynchonellidae* d'âge callovien-oxfordien du Sud-tunisien et d'Afrique orientale (Erythrée, Abyssinie, Somalie). Dans ce même Jurassique moyen-supérieur il n'est pas jusqu'á la façon dont se présentent les problèmes de paléontologie stratigraphique qui puisse être commune à des régions lointaines : par exemple cette persistance des Lamellibranches et Gastropodes d'affinité bathonienne, qui se perpétuent dans le Callovien – sinon plus haut – aussi bien dans le Moyen-Atlas, dans le Sud-tunisien, dans le massif de Moghara (ainsi que l'avait signalé H. Douvillé dès 1925), etc.

Je me contenterai de la simple évocation de ces analogies, car leur développement réclamerait des volumes des paléobiogéographies. . .

2) LES ANALOGIES DE LA SUCCESSION DES FACIES

A – Celles-ci sont sans doute encore plus remarquables que celles qui concernent seulement la faune. Ces analogies sont particuliérement frappantes dans LES DIFFERENTS TEMOINS DE LA SUCCESSION MESOZOIQUE DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF AFRICANO-NUBIEN. Elles sont frappantes non seulement par les similitudes de faciés au même niveau stratigraphique, mais aussi par une analogie de disposition. Examinons cette marge septentrionale de la plateforme arabique que constituent le plateau transjordanien et le Hauran (L. Dubertret 1967) : "Le socle précambrien qui apparaît en surface au-dessus du golfe d'Akaba, s'enfonce vers le Nord sous le sédimentaire . . . Il est recouvert par des grès rouges : au-dessus d'Akaba ceux-ci sont cambriens et ordoviciens, puis crétacés ; les grès crétacés sont couverts par des calcaires cénomaniens-turoniens, des formations crayeuses, siliceuses et phosphatées du Sénonien . . . Vers le Nord le complexe gréseux se modifie, la lacune entre l'Ordovicien et le Crétacé se réduit et

Source : MNHN, Paris

successivement apparaissent des indentations calcaires : calcaires cambriens moyens à une cinquantaine de kilomètres au Sud de la mer Morte, calcaires triasiques vers la pointe nord, et calcaires jurassiques un peu au Nord. Les calcaires crétacés s'enfoncent au Nord du djebel Adjiloun sous des craies sénoniennes et éocènes". N'est-il pas évident qu'à des détails près le schéma est celui que l'on pourrait brosser de la nature et de la disposition des terrains mésozoïques du Nord du Hoggar au Sud-tunisien : ce Cénomanien qui vient en transgression discordante sur le Paléozoïque ; puis ces grès qui s'intercalent, rappelant tant le Continental intercalaire ; puis enfin cette apparition des calcaires triasiques et des calcaires jurassiques, dont l'examen minutieux des faunes et de la constitution pétrographique ne ferait que renforcer les parentés.

C'est ainsi que certaines coupes du Liban, par exemple celle de Kefer-Niss (L. Dubertret, 1966, p. 300), évoquent à s'y méprendre celles des confins Berbérie – Sahara, dans le Sud-tunisien : ces grès ferrugineux "néocomiens" englobant largement le Barrémien ; cet Aptien inférieur présentant encore au moins des passées gréseuses ; cet Aptien supérieur carbonaté, massif (muraille de Blanche), puis fait d'argile et de calcaire marneux à Orbitolines ; puis, au-dessus de quelques passées gréseuses, cet Albien calcaire à Orbitolines ; et enfin un Cénomanien à *Radiolites*. On sait depuis les travaux de L. Lartet que, au-dessus, les faciès du Turonien de ces régions présentent les plus franches analogies avec ceux de l'Afrique du Nord-Ouest.

Mais les points communs avec le Sahara s'étendent plus loin qu'au seul domaine de la Palestine et de la Transjordanie. La succession mésozoïque sur la plateforme arabique même montre des traits frappants à cet égard (R. W. Powers *et al.*, 1966). Citons – au-dessus d'un Trias inférieur également gréseux – ce Trias moyen-supérieur (Jihl formation) quasi intégralement gréso-argileux (grès à stratifications entrecroisées en particulier) avec, près de la partie sommitale, intercalations d'argile et de bancs calcaires à Myophories. Citons ce Jurassique (Dhruma formation) avec du gypse dans le Bajocien et des calcaires dans le Bathonien et le Callovien (calcaires du Dhruma supérieur et de Tuwaiq). Citons aussi ce Barrémo-Aptien (formation de Biyadh) avec ces grès à stratification entrecroisée, souvent grossiers, parfois même conglomératiques ; cette passée carbonatée et argileuse, attribuée à l'Aptien et surmontée de grès grossiers de l'Albien (formation de Biyadh supérieure), et enfin ce Crétacé supérieur marin, même si le Cénomanien est plus détritique qu'il n'est en Afrique du Nord. Partiellement au moins la succession est la même à Koweït et dans le Sud-Est de l'Iraq où les grès du Zubaïr, les carbonates du Shu'aïba et les grès de Burgan correspondent encore au Barrémien, à l'Aptien et à l'Albien ; elle est peu différente dans le Khuzestan iranien avec la superposition des formations de Gadvan, de Dariyan et de Kazhdumi, toujours surmontées des calcaires du Crétacé supérieur (G.A. James et J.G. Wynd, 1965).

Au-delà de ces niveaux dont l'homologie et la constance sont déjà remarquables – en même temps que l'analogie avec les régions sahariennes – ne doit-on pas citer l'importance de cette transgression maestrichtienne sur la plateforme arabique aussi constante qu'en Egypte (R. Karpoff, 1957) ou que dans le domaine saharien ici étudié – ou encore au Sénégal ou sur la bordure de l'Adrar.

Bref, tous les faits sont venus confirmer cette phrase qu'écrivait G. Rolland en 1890 (p. 80) : "Au-delà encore du Sahara oriental, en Orient, les mêmes terrains crétacés se retrouvent avec les mêmes caractères en Arabie Pétrée, en Palestine et en Syrie, ainsi que dans l'Arabie méridionale jusqu'à l'Inde". En fait non seulement cette constance des caractères du Crétacé a été confirmée et développée ; mais elle a pu être étendue, jusqu'à un certain point, au Jurassique et au Trias.

B – Mais en dehors de la frange septentrionale de ce continent africano-arabe, d'autres faits peuvent être cités, en particulier des SERIES DE L'AFRIQUE NOIRE.

D'une part immédiatemment au Sud des massifs centraux sahariens. J'ai déjà fait allusion aux formations du Niger (chap. XVII) et l'on sait l'extrême parenté qui lie les coupes du Crétacé d'une partie de ce pays à celles du Crétacé mésogéen ; parenté faunistique, affirmée déjà par A.F. de Lapparent et E. Basse (1948) et largement confirmée et développée par les travaux les plus récents (R. Reyment ; M. Collignon) ; parenté et analogie aussi de la succession lithologique (grès albiens, argiles à bancs de gypse du Cénomanien, calcaires – parfois crayeux – et marnes du Cénomanien supérieur – Turonien).

Mais les points de ressemblance ne manquent pas non plus avec certains bassins côtiers, par exemple celui du Gabon (D. Reyre, 1966). Rappelons la puissante série détritique du Wealdien, qui comprendrait ici encore l'Aptien inférieur. L'intercalation salifère aptienne représente évidemment un phénomène local sans équivalent – généralisé au moins – dans le domaine mésogéen ; mais la barre dolomitique de l'Aptien supérieur nous ramène à un fait connu. L'Albien, tout en étant, en partie au moins, détritique, est marin : évoquant cette transgression qui est surtout vraconienne en Afrique du Nord. Le Cénomanien finement détritique rappelle les apports argileux très constants du Cénomanien de notre domaine, entre les carbonates du Vraconien et ceux du Cénomanien supérieur-Turonien, etc. En somme les points communs entre ces séries et la série d'Afrique du Nord, pour être moins abondants que les ressemblances avec les régions libyennes, égyptiennes ou du Proche-Orient, sont quand même notables.

Source : MNHN, Paris

C – En fait, comme ont pu le suggérer déjà les considérations développées ci-dessus, les ANALOGIES de faciès dans la série mésozoïque DEPASSENT LE SEUL CADRE DE LA PERIPHERIE DU BOUCLIER AFRICANO-ARABE. La succession triasique, avec sa triade lithologique de grès inférieurs, de calcaires médians et de couches évaporitiques, est un phénomène constant sur des régions à la fois très vastes et parfois très différentes structuralement (1). Pour ne citer que des exemples ponctuels dans le Jurassique, j'évoquerai la transgression si généralisée du Toarcien ou surtout celle du Callovien. L'envahissement du Crétacé inférieur par les faciès détritiques, loin d'être cantonné autour du massif africano-arabe, est connu de parties du monde aussi diverses que l'Europe occidentale, le Continent nord-américain, etc.

J'ai cité à plusieurs reprises la succession grès barrémiens, carbonates aptiens, grès albiens, carbonates cénomaniens, etc. Or n'est-il pas frappant que les conclusions de P. Feuillée (1967), étudiant non seulement un domaine lointain mais structuralement aussi différent que possible de la plateforme saharienne (des Pyrénées basques aux Asturies), soient aussi analogues aux nôtres : "la transgression cénomanienne dans le Nord de l'Espagne est d'abord une transgression intra-continentale au cours de laquelle la mer réoccupe un territoire cantabrique recouvert par elle à l'Aptien, que la particulière recrudescence de l'érosion lors de l'Albien avait rempli de sédiments "régressifs" .... En Espagne du Nord, on note comme partout, la tendance connue des mers cénomaniennes à submerger les domaines continentaux, mais on est bien obligé de constater que, dans le bassin cantabre, la mer envahit un cadre préparé par des mouvements tectoniques jurassiques, infra-crétacés, et par une première transgression aptienne ; dans le domaine pyrénéen et même biscayen la mer ne déborde qu'à peine un cadre local façonné très récemment" (p. 314). Notons d'ailleurs que des faits assez analogues pourraient être trouvés dans le domaine encore plus lointain du bassin de Paris.

Quant au Crétacé supérieur, son homogénéité pétrographique est extraordinaire, si l'on songe qu'il comporte des bancs de craie aussi bien dans les régions sahariennes étudiées (Cénomanien supérieur-Turonien), dans le bassin de Paris, autour du Golfe du Mexique, etc. Or cette observation me semble aller particulièrement loin. Car si la généralisation d'un faciès comme les grès du Crétacé inférieur peut, à la rigueur, se satisfaire d'une explication simple (par exemple, reprise de l'érosion favorisée par une activité des forces créatrices de reliefs), il n'en est pas de même de la généralisation de la craie. La production d'un sédiment aussi particulier, parfois pur, si elle s'observait en un seul point pourrait être imputée à une conjonction accidentelle de phénomènes également particuliers, relatifs les uns à la bathymétrie, les autres à l'alluvionnement. Mais la généralisation de ce sédiment *à une époque stratigraphique*, alors qu'il est absent ou du moins rare aux autres époques, ne peut être imputée au seul alluvionnement – d'autres époques ont été dépourvues d'apports et détritiques et argileux –, ou aux seules conditions bathymétriques – les autres époques, sans craie, ont, *a priori*, des sédiments représentant toutes les classes bathymétriques. Quand à faire intervenir une conjonction accidentelle des conditions particulières dans de nombreux bassins simultanément, l'hypothèse paraît bien improbable. Une homogénéité pétrographique prend donc sa source dans un facteur de contrôle de la sédimentation qui n'apparaît pas encore parfaitement clairement.

Un dernier point à propos de ce Crétacé supérieur, pour rappeler un fait fort intéressant qui se dégage d'une étude de M. Collignon (1959), sur les corrélations entre les dépôts de Madagascar et ceux de l'Europe occidentale, en particulier de la France. Il s'agit du fait que les corrélations – permises par des espèces de Céphalopodes communes à ces deux domaines géographiques – sont maximales au Cénomanien et au Maestrichtien. On peut penser que ce n'est pas fortuitement que ces relations maximales coïncident avec les transgressions marines les plus importantes à la frange septentrionale du bouclier africano-arabe. Cette coïncidence me paraît importante ; car elle prouve, dans l'établissement de ces transgressions marines au Sahara, le rôle de facteurs généraux, peut-être mondiaux, à l'exclusion des phénomènes purement locaux qu'invoquent parfois des auteurs qui se sont cantonnés à un domaine très limité.

3) CONCLUSIONS

L'homogénéité de la succession mésozoïque à la périphérie du massif africano-arabe est une caractéristique connue de longue date, que les études modernes n'ont fait que confirmer et amplifier. Dans certains cas, elle ne fait qu'exprimer la remarquable homogénéité de certains intervalles stratigraphiques sur toute une partie de la planète. Or ces faits, en dehors de l'intérêt propre qu'il y a à les mettre en évidence et à les

(1) On a même signalé la présence très constante d'un minéral argileux, la corrensite, au passage détritique-salifère – car le terme carbonaté est souvent absent, ou inclus dans le détritique – dans des pays aussi lointains et aussi différents que le Sahara, l'Espagne, l'Allemagne, etc. Le fait est d'autant plus remarquable que ce passage lithologique est notoirement hétérochrone.

Source : MNHN, Paris

décrire (1), ont une importance capitale dans l'examen des facteurs qui contrôlent la nature de la sédimentation. La prise de conscience de cette homogénéité permet en particulier d'éviter d'invoquer – à tort – des phénomènes locaux pour expliquer la présence en un point de tel faciès ou succession de faciès, qui, en réalité, se sont généralisés à la même époque sur d'immenses domaines.

IV. TRANSGRESSIONS ET REGRESSIONS

A) DEFINITION : LES DEUX TYPES DE TRANSGRESSION

La notion de transgression et de couche transgressive a plus d'un siècle. Contejean en 1866 écrivait déjà : "les bassins sidérolithiques et la mollasse des environs de Montbéliard et de Belfort, se trouvent en contact et en stratification transgressive avec tous les niveaux des étages jurassiques supérieurs". Le mot est ici presque synonyme de discordant et l'emploi est conforme à l'étymologie (trans = au-delà : gradi = aller). On sait que l'*overlap* de A.W. Grabau (1906) désigne également l'extension d'une formation au-delà des limites de la formation sous-jacente (*in* A. Lombard, 1956, p. 426).

Mais un glissement de sens se produit progressivement, imputable au fait que les géologues d'Europe occidentale travaillent essentiellement dans des formations marines. On assimile l'avancée de formations sédimentaires à l'avancée de la mer – négligeant le fait que les faciès "continentaux" sont très souvent transgressifs. Ainsi M. Gignoux : "Lorsque la mer envahit une région précédemment émergée (2), on dit qu'il y a "transgression" sur cette région et que les dépôts amenés par cette mer nouvelle sont "transgressifs" ; inversement lorsqu'une région est abandonnée par la mer, on dit qu'il y a "régression" (1960, p. 21). Cette assimilation est devenue tout à fait courante ; le mot transgression est appliqué, dans l'étude d'une coupe, à une couche dont les caractères sont plus marins que ceux des couches encaissantes ; mais le plus souvent dans l'ignorance totale du fait de savoir si l'extension de cet épisode sédimentaire a dépassé celle des précédents ou non.

B) L'INDEPENDANCE DES DEUX TYPES DE TRANSGRESSION DANS LA SERIE SAHARIENNE

Nul terrain peut-être ne pouvait montrer, mieux que le Mésozoïque saharien, à quel point cette assimilation est inadmissible, et source permanente d'erreurs et de confusions. J'ai déjà fait allusion à ces faits à propos de la sédimentation évaporitique (chap. XX, paragraphe V : Les époques à évaporites et les régressions et transgressions), mais ils doivent être examinés de façon plus générale. En particulier se pose le problème important de savoir s'il y a quelque coïncidence entre les époques à faciès de transgression marine et des phénomènes particuliers dans l'étalement du domaine sédimentaire et *vice-versa*. En fait il est très difficile de proposer une solution. Certes on peut observer que l'Aptien supérieur, caractérisé en tant de régions par l'installation de faciès carbonatés – relativement marins – se substituant aux faciès détritiques – plus ou moins continentaux – sous-jacents, correspond également à un gain du domaine sédimentaire ; c'est la conquête du môle du Tebaga de Médenine. Mais ne peut-on penser aussi que ces coïncidences sont soulignées par les faciès carbonatés remarquables ? Et qu'il y a proportionnellement au moins autant de points où ce sont des faciès de *régression marine* qui marquent l'étalement du domaine sédimentaire ; par exemple les grès albiens réoccupant les structures chauves du Gassi-Touil. Bref les gains du domaine sédimentaire par des faciès de transgression marine ne sont pas douteux, mais il ne semble pas qu'ils soient supérieurs à ce qu'ils ont pu être pendant les époques de "régression marine" qui encadrent les premiers. Avant le Crétacé supérieur au moins, l'étalement du domaine sédimentaire aurait une certaine indépendance par rapport à la situation des "influences marines".

(1) Une raison supplémentaire d'insister sur ces analogies de faciès parfois extrêmes entre des provinces fort éloignées, c'est que de telles analogies, en pays alpin, entre des régions actuellement distantes, ont pu servir d'arguments en faveur d'une position plus rapprochée de ces régions au moment de la sédimentation, par exemple avant un jeu hypothétique de la dérive continentale.

(2) Même dans le cas de formations marines, l'ensevelissement progressif d'un relief par les formations sédimentaires ne devrait pas s'interpréter toujours comme la témoignage d'une montée progressive du niveau marin : Niino *et al.* (1961) ont montré que les affleurements du fond de la mer Jaune sont recouverts progressivement – au fur et à mesure qu'arrivent les limons des grands fleuves chinois redistribués dans la mer – sans que cette progression, qui se poursuit sous une tranche d'eau notable, soit à mettre en rapport avec une élévation du niveau de la mer.

Source : MNHN, Paris

Peut-être en est-il autrement à partir du Cénomanien. L'affirmation des faciès marins est plus nette et plus totale qu'elle ne l'a jamais été. Les gains du domaine sédimentaire, concomitants, constituent une observation évidente (Daïet Djerdjir, Amguid, etc.). Mais sur ce point on peut se demander s'ils sont supérieurs aux gains de faciès gréseux subordonnés, grès infra-cénomaniens et du Continental intercalaire (cf. *op. cit.*, p. 638). Un argument a plus de poids, en faveur d'un *étalement* du domaine sédimentaire au Crétacé supérieur, c'est l'homogénéisation des épaisseurs dans tout le domaine sédimentaire, homogénéisation qui évoque une subsidence plus régulière – et par conséquent peut-être plus lointaine – que jamais. Le fait s'observe sur le simple schéma des faciès de la série mésozoïque donné ci-dessus (fig. XXII. 1) : alors que les terrains antérieurs s'amincissent beaucoup et dès des latitudes moyennes, la tranche des terrains du Crétacé supérieur apparaît d'une pièce. Dans le détail, les cartes en isopaques des abords de la hamada de Tinrhert (fig. XVII. 2, 3 et 4) sont également significatives. Il semble en définitive que dès le Cénomanien les mêmes phénomènes aient amené à la fois un étalement du domaine sédimentaire et une extension des faciès marins ; ce qui n'a pas été le cas sur la plateforme saharienne à toutes les époques du Mésozoïque, tant s'en faut (voir chap. XXI, paragraphe V, à propos des évaporites : les faciès de régression marine venant en transgression sédimentaire ; les régressions marines sans faciès "régressifs" ; enfin les faciès dits de régression marine comme émissaires d'une transgression marine).

C) RAPPORT DES COUCHES DE TRANSGRESSIONS MARINES AVEC LES FORMATIONS SOUS-JACENTES

Les transgressions sédimentaires – qu'elles soient de nature marine, continentale, ou *indécise – s'étalent sur le domaine nouvellement conquis*, en position le plus souvent discordante (1) ; car le domaine en question a eu pendant sa phase d'émersion une histoire plus ou moins complexe. On a parfois déduit de ce fait que, dans le bassin également, les faciès de transgression marine correspondaient à un déferlement de la mer sur des faciès continentaux quelconques ; ces faciès continentaux n'ayant eu aucune possibilité de prévoir et d'annoncer ces couches marines, puisque le facteur unique de ces transgressions eustatiques se trouvait dans les phénomènes océaniques et non sur les plateformes continentales qui allaient les subir passivement. Disons immédiatement que cette image est influencée de la façon la plus nette par les niveaux glacio-eustatiques quaternaires (terrasses marines et leurs prolongements) qui ne nous sont que trop familiers.

Certes des auteurs ont signalé la "façon ménagée dont s'est produite l'invasion ... là où existait antérieurement un régime de sédimentation lagunaire ou lacustre", (R. Ciry, p. 162). Mais la taille de la plateforme saharienne, la régularité et la progressivité des passages de faciès, le développement d'un immense domaine intermédiaire conféreront à ce modèle une certaine importance pour juger des rapports des couches de transgression marine avec les formations sous-jacentes ; rapports qui ne peuvent être négligés dans un essai d'interprétation des transgressions marines.

J'évoquerai d'abord un exemple tiré de l'étude du Paléozoïque saharien. Précédant la transgression marine généralisée à laquelle correspond l'Ordovicien, on a noté une évolution remarquable des grès "cambriens", "continentaux", sous-jacents : diminution progressive de la taille des grains, qui s'accompagne d'une homogénéisation et d'une évolution morphoscopique qui fait passer les grains de l'anguleux à l'arrondi ; toute une évolution qui *annonce* les dépôts argilo-gréseux marins de l'Ordovicien. Cette histoire "cambro-ordovicienne" semble pouvoir "se résumer en une évolution progressive du milieu de sédimentation dans le sens de la diminution des apports clastiques, de leurs caractères de plus en plus évolués ; évolution qui doit s'accompagner d'une modification du chimisme. Il semble que, lorsque l'agent de transport ou d'érosion du matériel détritique a été suffisamment affaibli pour ne plus amener que du matériel fin et homogène, l'installation d'un chimisme *marin* s'est trouvée possible et s'est réalisée, avec l'installation d'une vie marine et la conservation de ses restes". (*op. cit.*, p. 74).

Je rappellerai, plus rapidement, les enseignements de l'horizon B. Celui-ci avec ses dolomies, ses calcaires parfois oolithiques, est compris entre le sel et l'anhydrite du Salifère principal, dessous, et le sel du Salifère liasique inférieur dessus. S'il s'agit là de transgression marine, celle-ci ne se manifeste pas par l'arrivée et l'installation d'éléments océaniques sur un domaine continental ; car le sel et l'anhydrite sous-jacents sont également des éléments océaniques ; mais par le caractère marin plus ouvert, moins confiné du dépôt. L'image d'une avancée de la mer sur un domaine antérieurement continental et exondé semble devoir être exclue dans

(1) R. Ciry (1954, p. 161), à propos des transgressions eustatiques ou extensives : "De vastes surfaces continentales sont, en effet, recouvertes par les eaux (des transgressions) qui s'étalent largement sur des territoires morphologiquement très évolués et pratiquement pénéplanés".

Source : MNHN, Paris

le cas présent. D'ailleurs rien ne vient établir, ici encore, la notion d'un accroissement marginal du bassin sédimentaire, qui serait concomitant de ce caractère moins confiné des couches du centre du même bassin (*op. cit.*, p. 391-392).

L'étude de détail du Lias-Dogger inférieur de la Province septentrionale, au-dessus du Salifère principal qui le précède, m'a amené à des conclusions identiques : "On parlera de transgression marine, en éliminant l'image d'une avancée de la mer sur un domaine jusqu'alors continental, pour ne retenir que la notion d'une modification du chimisme d'une immense nappe d'eau" ... (*op. cit.*, p. 372).

L'ensemble du Cénomanien argilo-lagunaire et des niveaux carbonatés sus-jacents du Cénomanien supérieur – Turonien, fournit des données particulièrement précieuses pour l'étude de ces rapports entre les couches de transgression marine avec les formations sous-jacentes. L'évolution du Cénomanien dit argilo-lagunaire, depuis les confins de la Berbérie jusqu'aux affleurements du Tinrhert et du Tadémaït (et jusqu'au biseautage qui apparaît légèrement plus au Sud), montre une installation admirablement progressive – dans le temps et dans l'espace – du domaine marin ; avec individualisation d'un domaine intermédiaire de très vaste extension (voir p. 257 et 259 et fig. XII. 5). Bref en aucun cas les calcaires du Cénomanien supérieur ne doivent être interprétés comme le produit du déferlement de la mer sur un continent jusqu'alors exondé, mais comme l'aboutissement d'une évolution lente de la nappe d'eau qui couvrait ces régions.

D) L'INTERPRETATION DES TRANSGRESSIONS ET REGRESSIONS MARINES : LES PHENOMENES EUSTATIQUES

Les transgressions et régressions *sédimentaires* s'expliqueront généralement par le jeu de mouvements verticaux : subsidence de bassins créant un appel aux sédiments ; surrection ou résistance de zones hautes – ne recevant pas de sédiments ou très particuliers – ; création de reliefs, éventuellement dans les zones nourricières de la sédimentation. Par migration de la ligne séparant les bassins des zones sans sédimentation (migration du rivage sédimentaire) s'obtiennent transgressions et régressions. Mais le cas est plus complexe des transgressions et régressions *marines*.

J'envisagerai d'abord le lien que l'on a voulu voir entre régression marine et augmentation des sédiments détritiques. C'est ainsi que J. Fabre *et al.* (1971) ont interprété tout récemment comme le résultat d'une régression marine – plus précisément d'une régression glacio-eustatique – la généralisation de sables fins, observés dans le Strunien au-dessus du Dévonien supérieur argileux, sur la plateforme saharienne et dans les domaines structuraux les plus divers de cette plateforme. J. Emberger (1960, p. 382) avait déjà écrit à propos des Oulad-Naïl : .. "lorsque la sédimentation est plus rapide que l'affaissement, amenant ainsi un retrait de la mer, apparaissent des faciès continentaux. C'est le cas du Barrémien, de l'Aptien inférieur et de l'Albien inférieur". Ou également M. Kieken (1970, p. 94) : "Au Barrémien, l'émersion de l'Atlas saharien provoque un large épandage de sable et de grès".

On comprend fort bien l'origine de telles opinions d'ailleurs si générales que l'on aurait pu citer une infinité d'exemples. Pour ces auteurs, le départ de la mer – qu'il soit provoqué par eustatisme glaciaire, par des apports l'emportant sur la subsidence, par un mouvement tectonique – abandonne *ipso facto* à des fleuves une surface où alluvionner ; et, là où la mer déposait du fin, les fleuves déposeront du plus grossier (1).

En fait je pense que, dans certains cas au moins, ce schéma, malgré le *consensus omnium* qui l'entoure, n'est pas valable. Il paraît bien improbable que la seule émersion d'une plateforme parfaite, de nature argilo-calcaire (substratum du Barrémien gréseux), jamais déformée (concordance constante), ni ravinée, ait pu provoquer cet extraordinaire épandage en surface de sables et de conglomérats. Les capacités des fleuves actuels, ré-examinées ci-dessus, ne contribuent pas à rendre plausible cette hypothèse. Je crois qu'en réalité on a parfaitement culbuté le déroulement logique des phénomènes : c'est l'arrivée massive d'un gros alluvionnement – aqueux et détritique – qui a repoussé et chassé le domaine marin franc. L'émersion n'aurait entraîné que quelques dépôts de vallées, non point une épaisse couverture de sable d'un million de kilomètres carrés. L'énorme épandage, en surface, du Barrémien par exemple, exige une nappe continue, hydrodynamiquement active, et l'on conçoit que celle-ci soit incompatible avec le maintien du milieu marin. En définitive la présence généralisée de sables est à imputer aux facteurs généraux qui ont réglé partout l'alluvionnement (évolution tectonique et climatique générale, y compris des continents voisins des bassins) ; elle est indépendante de vicissitudes locales, tel que le fait que les apports en un point l'ont emporté temporairement sur la subsidence, fait tout juste capable de créer une lacune momentanée dans un périmètre donné.

(1) Je soumets l'observation suivante aux auteurs actualistes qui pensent que régression et émersion doivent se traduire par une plus grande quantité de sable : dans les lacs asiatiques (U.R.S.S.) plus le corps d'eau est petit, plus est petite la ceinture côtière sableuse ; et *vice-versa* la plus grande quantité de sédiments sableux est dans la mer Noire (Brodskaya, 1952, *in* F. Dickey, 1968). L'explication – car il y a toujours une explication – réside-rait dans le fait que l'amplitude des vagues est plus petite dans les mers les plus petites ...

Source : MNHN, Paris

Le cas des transgressions marines qui se produisent synchroniquement en des *régions différentes, lointaines,* parfois *structuralement diverses,* est spécialement intéressant. La plupart des auteurs ont considéré que de telles transgressions marines ne pouvaient être dues à des mouvements des masses continentales, mais à des "mouvements propres du niveau de la mer envahissant les continents restés stables" (M. Gignoux, 1960, p. 25) ou, dans les termes de E. Haug (1911, p. 498), à des "oscillations absolues du niveau des mers", bref à ce que E. Suess a proposé d'appeler mouvements eustatiques. R. Ciry le rappelait encore récemment (1961, p. 163) : "Un des caractères de ces invasions est . . , de se manifester en même temps, un peu partout à la surface de la terre. *Dès lors les mouvements épirogéniques ne peuvent être retenus pour les expliquer*".

A priori les enseignements du Mésozoïque saharien vont dans le même sens, pour réfuter le rôle des mouvements épirogéniques s'exerçant sur les plateformes épicontinentales comme agent de ces transgressions. Car, à coup sûr, de tels mouvements, en même temps qu'ils facilitaient l'invasion marine, auraient eu pour effet d'agrandir le domaine sédimentaire. Ce qui n'est pas le cas, on l'a vu, pour les niveaux de transgression marine, au moins avant le Cénomanien. Par ailleurs les époques de mouvements épirogéniques importants (Barrémien par exemple auraient dû favoriser, au moins localement, des invasions marines. Ce n'est pas le cas, bien au contraire ; tout le découvert créé par la subsidence a été rempli et saturé par des dépôts détritiques se rattachant à du continental, en tout cas non assimilable à du marin franc.

Mais peut-on réellement adopter cet eustatisme comme une solution sans faille ? Prenons le cas du Cénomanien (Cénomanien supérieur – Turonien au Sahara), exemple le plus souvent cité de transgression eustatique. Peut-on facilement admettre que l'élévation du niveau des océans ait eu la pérennité nécessaire pour rendre compte des caractères de la barre du Cénomanien supérieur – Turonien dans sa totalité ? Cette élévation du niveau des océans explique-t-elle la diminution spectaculaire des apports argileux ? En outre, on observe sur cette plateforme saharienne une évolution lithologique continue et logique : grès grossiers puis fins de l'Albien, argiles à bancs de gypse puis de dolomie du Cénomanien argilo-lagunaire, enfin calcaires marins du Cénomanien supérieur – Turonien (Tinrhert). Si une élévation du niveau des mers est seule en cause pour expliquer cette arrivée des calcaires marins, par quelle coïncidence ces calcaires s'intègrent-ils aussi bien dans la succession – au lieu d'arriver par exemple en contact sur des grès grossiers ? Cette élévation du niveau des mers enfin explique-t-elle les particularités remarquables des faunes du Turonien de Berbérie (1969) ?

E) CONCLUSIONS

L'intérêt du Mésozoïque saharien dans l'examen des transgressions et des régressions prend sa source, entre autres faits, dans l'immensité du domaine et dans l'importance, à côté des faciès marins, de faciès continentaux et intermédiaires : ainsi s'affirme la distinction, capitale, entre transgression – sédimentaire ou d'étalement – et, d'autre part, transgression marine ; en même temps que peuvent s'observer les rapports entre ces deux phénomènes. Habituellement, sur la plus grande partie de la Berbérie par exemple et spécialement dans l'Atlas saharien qui jouxte notre domaine, les allusions à des transgressions ou régressions n'ont comme support que certains caractères des faciès successifs – et pratiquement toujours concordants – : il en est résulté une certaine incertitude et même parfois des contradictions (voir ci-dessous) dans les interprétations.

L'examen des données du Mésozoïque saharien établit que, dans la quasi-totalité des cas, les transgressions marines ne correspondent en rien à un déferlement de la mer sur un territoire continental jusqu'alors exondé ; mais à une installation, le plus souvent progressive, du milieu marin par modification du chimisme de la nappe qui recouvrait la plateforme. Par ailleurs, il ne ressort pas de ces données sahariennes une solution unique, répondant à tous les problèmes . . . A coup sûr, il est possible de rejeter une interprétation épirogénique locale – ou régionale – pure, par laquelle l'invasion océanique n'aurait été amenée que par un affaissement tectonique affectant la plateforme épicontinentale. Mais il autorise aussi, je crois, à rejeter le jeu unique d'un mouvement eustatique où ne serait impliquée qu'une élévation du niveau de la mer, trouvant *à priori* son origine dans la morphologie des fonds océaniques ou des masses respectivement océaniques et continentales. L'interprétation des transgressions marines doit certainement faire une place à l'importance de l'alluvionnement : les faits observés ne sont pas incompatibles avec l'alternance de périodes à alluvionnement très important où les formations marines se trouvaient reportées très loin vers le Nord et des périodes où tout alluvionnement s'éteignait, et où la mer gagnait et avançait alors sur cette plateforme saharienne, pouvant dans des cas extrêmes venir jusqu'à lécher les reliefs résiduels du Sahara central. Mais cette allusion à l'importance de l'alluvionnement – facteur qui ne se substitue pas mais s'ajoute aux déformations épirogéniques et aux mouvements eustatiques – nous amène à l'origine de l'alluvionnement et aux causes qui règlent son importance (origine tectonique, climatique, etc.). Et c'est ainsi tout le problème du contrôle de la sédimentation qui se trouve posé.

Source : MNHN, Paris

V. LE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION

L'intérêt des dépôts mésozoïques de la plateforme saharienne dans l'étude des facteurs qui contrôlent la sédimentation, résulte d'un certain nombre de caractéristiques de ces dépôts et de cette plateforme, caractéristiques qui ont été énumérées dans le texte ci-dessus (en particulier dans le chapitre XIX). J'ajouterai seulement que la richesse de la gamme de faciès représentés dans la plupart des intervalles stratigraphiques est d'autant plus intéressante que ces intervalles sont souvent compris entre des niveaux-repères très uniformes et de très vaste extension. Or il est évident qu'il sera par exemple difficile d'admettre, dans le classement des faciès, le jeu de différences bathymétriques importantes dès lors que les niveaux encadrants se sont déposés dans des conditions homogènes ; et que le tout n'est point perturbé tectoniquement. Les quelques lignes ci-dessous consistent en un examen critique des principaux facteurs habituellement invoqués dans ce contrôle, à la lumière de données sahariennes. Le classement en facteurs internes – agissant sur le lieu de la sédimentation – et en facteurs généraux – s'exerçant aussi sur les provinces d'alimentation de la sédimentation – doit, à mon avis, avoir le pas sur tous les autres classements.

A) LES FACTEURS INTERNES
(la nature des sédiments contrôlée par les caractéristiques du milieu de sédimentation)

1) LES INTERPRETATIONS BATHYMETRIQUES

A) ORIGINE ET FONDEMENTS DES INTERPRETATIONS BATHYMETRIQUES.

Comme l'écrivait G. Millot en 1950, "l'effort maximum de la géologie traditionnelle a cherché le plus souvent à classer les sédiments fossiles grâce à tous les critères pétrographiques et paléontologiques entrevus en catégories dépendant de la profondeur" (p. 25). Le même auteur souligne l'importance, dans cette orientation, des résultats parfois spectaculaires des campagnes océanographiques, "surtout celles du siècle dernier qui avaient jeté quelques lumières sur les sédiments des mers actuelles" *(ibid.)*. E. Haug a contribué puissamment à orienter dans cette direction les interprétations des sédiments du passé : "Des changements de faciès dans le sens vertical indiquent toujours que pour un même point géographique, il y a eu des modifications plus ou moins importantes dans la nature du milieu où s'effectue la sédimentation, modifications dues à des changements soit dans la profondeur des eaux, soit dans leur salure, dans leur température", etc. (1911, p. 147). Cet auteur accordait ainsi une importance quasiment unique aux facteurs internes – au détriment des actions qui pouvaient s'exercer sur les zones nourricières de la sédimentation – et, parmi ces facteurs internes, la première place à la profondeur des eaux.

A côté de ce désir de retrouver dans les séries anciennes le classement bathymétrique qui s'observe sur les sédiments actuels, une autre origine des considérations bathymétriques se trouve, au moins en ce qui concerne les séries détritiques, dans la nécessité de la présence d'une pente pour rendre compte des transports de matériel. R. Laffitte (1949) fait allusion aux "dépôts de conglomérats témoignant de l'existence de différences d'altitude suffisantes pour créer le potentiel de gravité nécessaire à leur formation" (1). C'est dans cet esprit que l'on trouve l'interprétation suivante d'une série gréseuse importante apparaissant brusquement dans la succession mésozoïque du Sud-tunisien : "Au début du Cénomanien (Barrémien en réalité), un mouvement négatif affecte l'ensemble de la région et provoque un appel de sédiments (conglomérat, sable de base)" (S.E.R.E.P.T., 1955, p. 31). Nous reviendrons ci-dessous sur cette interprétation.

B) LES MOUVEMENTS TECTONIQUES DU PLANCHER SEDIMENTAIRE.

Les seules interprétations bathymétriques étant rapidement apparues insuffisantes pour rendre compte de l'ensemble des faciès et de leur disposition, les considérations orogéniques sont venues s'ajouter dans cet effort d'interprétation des séries anciennes. De nombreux auteurs ont combiné ces deux types de facteurs en des associations plus ou moins complexes. Deux voies différentes ont principalement amené les chercheurs à mettre en jeu des mouvements tectoniques du plancher sédimentaire.

(1) Dans le milieu océanique, en tout cas, l'existence de ces pentes ne semble pas appeler la présence d'une sédimentation détritique importante. Il est même remarquable – ainsi que je l'ai souligné ci-dessus – que ce qui est le plus réfractaire à toute sédimentation détritique fant soit peu grossière, ce sont les fosses océaniques, même au droit des plus grands fleuves ; sauf exception telle que celle citée par *D. Reyre* (1966) dans l'Ouest africain où le matériel détritique, normalement véhiculé par les courants côtiers, pourrait, grâce à certains canyons sous-marins, atteindre les profondeurs océaniques.

Source : MNHN, Paris

1) Les mouvements tectoniques rendant compte des alternances lithologiques.

Du moment que chaque faciès – ou que chaque différenciation dans le faciès – tend á correspondre á une profondeur particulière, les alternances lithologiques ne peuvent, dans certains cas au moins, s'interpréter que par des sautes bathymétriques ; les auteurs ont imputé celles-ci á des mouvements tectoniques du fond. En voici trois exemples simplement classés par ordre chronologique.

a) P. Pruvost (1930) constate que "le mur des couches de houille représente un moment de l'histoire du bassin où son sol était au-dessus du niveau de la mer" (p. 554) ; tandis que "au toit des couches de houille . . . l'on trouve les dépôts formés par les eaux les plus profondes, parfois sous le niveau de la mer. Ainsi le toit correspond à un affaissement du sol, interrompant la formation du charbon á l'endroit considéré" *(ibid.)*. La conclusion de l'ensemble des observations est universellement connue : "Le phénomène de subsidence (mouvement positif) est discontinu dans le temps ; envisagé á l'échelle des temps géologiques, il est brusque et se produit par saccades successives ; il alterne avec des périodes de stabilité pendant lesquelles le bassin se remplit de sédiments et le niveau des eaux s'abaisse, donnant l'impression d'un mouvement négatif". On sait le succès immense et durable de cette subsidence *saccadée* pour rendre compte d'alternances lithologiques où une évolution progressive est interrompue par une coupure relativement brutale.

b) A. Bersier (1950) envisage l'interprétation d'unités sédimentaires cycliques, dans les dépôts de l'avant-fosse mollassique alpine, à la lumière de la subsidence saccadée. Je voudrais seulement souligner que pour cet auteur, dans la série détritique, argileuse et calcaire envisagée, "chaque mouvement positif ou affaissement entraîne le développement de courants ravinants, puis d'une sédimentation détritique d'abord grossière et ensuite toujours plus fine". Je reviendrai ci-dessous sur cette interprétation.

c) A. Carozzi (1950, 1951) envisage un peu autrement ces interprétations tecto-no-bathymétriques de la sédimentation. Ses observations portent sur des séries épicontinentales calcaires et secondairement détritiques ou marneuses, de niveaux et provenances divers, mais particulièrement du Crétacé alpin. L'auteur part du principe que "les organismes et les minéraux montrent de façon indiscutable une liaison générale entre lithologie et profondeur" (1950, p. 3) ; d'autre part que les minéraux détritiques sont des indicateurs de courants. En particulier les apports détritiques irréguliers – où clasticité et fréquence (1) varient en sens inverse – caractériseraient les zones littorales et peu profondes ; tandis que les apports détritiques réguliers – où la clasticité et la fréquence varient dans le même sens – caractériseraient des zones plus profondes. S'appuyant sur ces principes et sur des mesures effectuées au microscope, Carozzi reconstitue alors minutieusement les "variations de profondeur, en d'autres termes les mouvements du fond". Voici á titre d'exemple quelques unes des conclusions ainsi atteintes : 1) "Les Bryozoaires et les Echinodermes n'apparaissent que dans *les niveaux à fort indice de clasticité déposés dans les eaux les moins profondes*" (1950, p. 31-32) ; 2) "nous sommes en présence d'une sédimentation dolomitique peu profonde et uniforme périodiquement troublée par *des mouvements de fond qui amènent l'apparition d'une phase détritique* venant graduellement se superposer á la phase calcaire jusqu'à la remplacer" *(ibid.*, p. 36) ; 3) "Le *soulèvement* n° 1 se produit á la base du Turonien, *le quartz et la glauconie l'enregistrent par des variations très nettes dans leurs courbes de clasticité*, cela signifie une augmentation locale de la puissance des courants liés á ces deux minéraux accompagnés d'un apport supplémentaire", (*ibid.* p. 97). Ainsi les variations du nombre et de la taille des grains de quartz, en général dispersés au sein d'une phase calcaire, observés dans le champ du microscope, sont traduites en une courbe bathymétrique, qui pourrait être "la courbe réelle du mouvement du fond de la mer dans le temps" (1951, p. 45). Ces soubresauts bathymétriques créés par les mouvements verticaux atteignant le plancher sédimentaire peuvent alors ne pas connaître de limites, puisque le nombre de rythmes par unité d'épaisseur traduit dans certaines conditions une "sensibilité du substratum localement variable".

2) Les mouvements tectoniques pour expliquer la génération sur place de sédiments détritiques.

Dans les théories et interprétations exposées dans le paragraphe précédent les mouvements verticaux du fond, en créant des profondeurs de sédimentation différentes, induisaient le dépôt de sédiments différents. **Ici, je ferai allusion á des mouvements du fond qui, en créant un relief ou une ride, ont permis l'attaque par l'érosion de sédiments fraîchement déposés et, de ce fait, la production sur place de matériel détritique.** C'est ainsi que J. Emberger (1960, p. 295) nous dit à propos du Turonien de la coupe de Fernane : "le niveau microconglomératique est l'indice d'un mouvement du tréfonds ayant occasionné des perturbations dans les dépôts". De nombreux remaniements intraformationnels en particulier ont ainsi été interprétés comme l'indice de déformations tectoniques atteignant le plancher sédimentaire.

(1) *L'indice de clasticité* d'un niveau est mesuré, dans ces travaux, par le diamètre maximum apparent du plus gros élément détritique visible en coupe mince ; la *fréquence* d'un minéral correspond au nombre de grains dans un volume donné.

Source : MNHN, Paris

C) CRITIQUE DES INTERPRETATIONS BATHYMETRIQUES.

R. Sonder a mis en doute de façon catégorique les interprétations trop exclusivement bathymétriques. Pour ce faire il arguait du fait qu'une mer privée d'apports contient bien peu d'éléments susceptibles de se sédimenter et que, dans ces conditions, les milliers de mètres de dépôts que l'on observe dans les séries sédimentaires ne peuvent s'expliquer que par des apports constants. Il est donc logique de faire jouer à ces apports, à leur nature, à leur répartition, un rôle au moins aussi grand qu'à la profondeur. R. Sonder fournissait des exemples d'interprétation de l'épaisseur et du faciès de certaines séries (Crétacé des Alpes helvétiques), tenant compte essentiellement de la provenance des apports, beaucoup plus satisfaisants que les interprétations bathymétriques antérieures (série peu profonde ici, série bathyale là). Quelques temps après, G. Millot (1950), à son tour, soulignait le rôle capital de l'alluvionnement : "Il apparaît de plus en plus aux géologues que les faciès lithologiques, tout en dépendant des caractères propres aux bassins de sédimentation, dépendent autant sinon plus de l'alluvionnement, c'est-à-dire d'un phénomène compliqué où le relief du continent et la circulation des eaux à sa surface sont des facteurs majeurs... L'érosion des sédiments apparaît sous ce jour comme le moteur de la sédimentation". En bref donc les interprétations trop exclusivement bathymétriques apparaissent *a priori* condamnables, parce qu'elles négligent de considérer l'alluvionnement qui est un facteur d'une importance capitale dans la nature et la répartition des sédiments. Or, en plus, les exemples ne manquent pas où ces interprétations bathymétriques apparaissent insuffisamment vraisemblables ou même purement contradictoires.

Manquent de vraisemblance ces interprétations bathymétriques où, dans une coupe, chaque passée d'argile est le signe d'une subsidence prononcée, chaque passée de grès l'indice d'une absence ou d'une diminution de la subsidence. Les exemples de ces reconstitutions paléobathymétriques – basées sur des données trop ponctuelles, portant sur des niveaux dont l'extension latérale est parfois fort limitée, négligeant le principal qui est l'alluvionnement – pourraient être multipliés à l'infini. Disons que c'est le cas d'une partie des interprétations qui sont dans la ligne des travaux d'A. Carozzi, tels qu'ils ont été rappelés ci-dessus. Mais il en est de même parfois, non plus pour de fines passées lithologiques, mais pour de grands ensembles sédimentaires. G. Millot rappelle à ce sujet une question que se posait P. Pruvost : "pourquoi le Lias supérieur est-il partout argileux, non seulement dans la cuvette anglo-parisienne, mais dans le géosynclinal alpin ? En rechercher la raison dans des conditions bathymétriques uniformes est une possibilité, mais elle est improbable et décevante... Les profondeurs de ces deux catégories de bassins sont peut-être beaucoup moins différentes qu'on ne l'imagine" (1950, p. 29).

M. Gignoux (1950) qualifiait de *miraculeux* le mécanisme de subsidence saccadée imaginé par P. Pruvost pour rendre compte de la sédimentation houillère, "ces périodes d'affaissement rapide se traduisant par des transgressions, simultanées depuis l'Angleterre jusqu'à la Westphalie". Et il ajoutait : "je conçois difficilement d'immenses étendues de côtes le long desquelles le socle continental oscillerait régulièrement, par une sorte de balancement pendulaire. Le *Deus* invoqué pour expliquer ce miracle est vraiment trop *ex machina*".

Et en fait ces interprétations sont parfois même contradictoires. Notons ainsi que pour un même auteur, quand la sédimentation gagne sur la subsidence, la diminution de la tranche d'eau qui en résulte explique aussi bien et tour à tour une épaisse série gréseuse (Barrémien et Aptien inférieur ou Albien inférieur), ou une épaisse série évaporitique (Cénomanien) (1). Notons que l'apparition des grès dans une coupe est interprétée par la plupart des auteurs comme une régression (voir ci-dessus J. Fabre *et al.*, J. Emberger, M. Kieken) ou au moins comme une diminution de la profondeur (A. Carozzi), mais elle peut aussi être interprétée de la façon exactement inverse, par une augmentation de la profondeur, qui crée un appel aux sédiments (voir ci-dessus S.E.R.E.P.T., 1955) ou qui "entraîne le développement de courants ravinants" (voir ci-dessus A. Bersier, 1950).

Il n'est pas jusqu'à l'interprétation de deux successions parfaitement homologues, présentées par les mêmes intervalles stratigraphiques dans des provinces différentes, qui ait pu s'avérer foncièrement contradictoire. "En Berbérie la succession Cénomanien inférieur argileux – Cénomanien supérieur calcaire est le plus souvent interprétée en termes bathymétriques : la série argileuse manifesterait des tendances à l'approfondissement ; les calcaires sus-jacents marquant au contraire une diminution de profondeur. Au Sahara, la succession parfaitement *homologue*, argiles à gypse puis calcaires à *Neolobites*, a reçu une interprétation diamétralement opposée : lagune au voisinage de la cote d'émersion ; puis affaissement amenant une invasion

(1) "Dans la partie inférieure du Cénomanien, les apports devenant relativement plus abondants, la sédimentation a gagné sur la subsidence, favorisant ainsi l'établissement d'un domaine lagunaire" (J. Emberger, 1960 ; p. 260). Proposition à elle seule fort peu vraisemblable. Car elle met en jeu un équilibre très délicat entre la quantité des apports et la valeur de la subsidence ; cet équilibre, tel qu'il subsiste juste la tranche d'eau se prêtant à l'évaporation, ni plus – car dans l'interprétation de l'auteur, il se déposerait du calcaire –, ni moins – car il y aurait eu des indices d'émersion –, et ceci pendant une partie importante de l'étage cénomanien, me paraît tenir du miracle : d'autant plus que cet équilibre aurait dû être réalisé et maintenu d'Agadir à la hamada-el-Homra et des Ouled-Naïl au Tanezrouft et au Niger !

Source : MNHN, Paris

marine. Malgré les différences profondes qui séparent les argiles à gypse sahariennes et les marnes marines, atlasiques ; malgré les différences qui peuvent même séparer les calcaires de ces deux régions, la succession est fondamentalement homologue. Aussi me paraît-il contradictoire de l'expliquer, ici et là, par des phénomènes exactement opposés" (*op. cit.*, p. 682).

D) CONCLUSIONS.

Dans la plupart des cas de sédimentation ancienne, une interprétation purement bathymétrique peut difficilement correspondre étroitement aux faits. D'où les invraisemblances et les contradictions auxquelles des interprétations de ce type ont trop souvent conduit. Les conditions de profondeur ont pu imprimer une certaine marque sur la nature de la sédimentation, mais celle-ci n'a fait que se surimposer à l'ensemble des autres facteurs qui ont joué. Dès qu'existait un alluvionnement important et que la gamme de profondeurs représentées était peu variée – condition fréquente dans les séries de plateforme –, le jeu des facteurs bathymétriques a dû devenir extrêmement discret, sinon parfaitement inappréciable.

Pour prendre un exemple, je rappellerai, à propos de ces phénomènes, l'évolution de la série albo-vraconienne, épisode remarquable par la présence très générale de carbonates entre les grès albiens et les argiles cénomaniennes. En fait il ne s'agit pas partout des mêmes carbonates : que de différences entre les calcaires glauconieux à Céphalopodes de l'Aurès (Igueliène), les dolomies massives du Tebaga de Kebili ou de Garian et enfin les quelques bancs décimétriques de dolomies argileuses à *Campeloma* et *Onchopristis*, interstratifiées d'argiles et de limons rouges qui affleurent dans la région d'Alrar. Il me semble que si les différences entre ces carbonates, en fonction de leur position géographique, peuvent être liées à la bathymétrie, et évidemment à l'alluvionnement, par contre le fait qu'il y ait partout des carbonates à cette époque, quel que soit le milieu de dépôt, est un phénomène qui tient à une autre cause.

2) LES RAPPORTS ENTRE LES APPORTS ET LA SUBSIDENCE.

J'ai déjà fait allusion dans mon texte au rapport entre le volume des apports et l'importance de la subsidence. On a vu qu'il joue un rôle considérable dans les interprétations de beaucoup d'auteurs. En particulier l'apparition de faciès gréseux dans un bassin est souvent considérée comme la preuve que les apports l'ont emporté sur la subsidence ; et, au contraire, l'augmentation des faciès argileux par le fait que la subsidence est devenue plus importante que les apports.

Il m'a semblé que la considération des cartes combinant faciès et isopaques, d'un intervalle stratigraphique donné, pouvait avoir un certain intérêt relativement à ce processus. Il est évident que si le mécanisme classique, ci-dessus décrit, s'est effectivement déroulé, *a priori* les provinces très gréseuses auront toute chance de coïncider avec les provinces peu subsidentes et *vice versa*.

Or il est tout à fait remarquable qu'un certain nombre de cartes ne montrent pas la moindre coïncidence entre courbes isopaques et lignes d'isopourcentages de grès. Ces lignes peuvent être en position quelconque les unes par rapport aux autres, ou être obliques ou même presque perpendiculaires (exemple : *op. cit.*, fig. 22, pl. 10, pl. 36). Dans d'autres cas, les pourcentages restent très constants, quand l'épaisseur se trouve multipliée plusieurs fois. Bref les deux paramètres ne semblent pas liés systématiquement par la relation simple et classique que j'ai rappelée.

Il est évident qu'en zone alpine une subsidence nettement plus rapide que l'apport peut, en déterminant un approfondissement sensible, entraîner une modification du faciès qui soit notable. Au contraire sur la plateforme saharienne la subsidence a été relativement faible, même dans les zones qui apparaissent les plus subsidentes sur la carte. Aussi, à proximité des zones d'alimentation de la sédimentation détritique – par exemple dans l'Est du domaine cartographié pour la série supérieure du Trias gréseux (*op. cit.*, fig. 22) – les apports gréseux ont-ils saturé tout l'espace qui leur était offert par la subsidence, depuis les valeurs les plus faibles jusqu'aux valeurs les plus fortes que prenaient celles-ci ; au contraire au plus loin des sources du détritique, les éléments fins tendent à envahir tout l'intervalle, quelle que soit la valeur de la subsidence.

Cette observation tend par conséquent encore à minimiser le rôle d'un facteur *interne* – le rapport *local* entre le volume des apports et la valeur de la subsidence – dans le contrôle de la nature de la sédimentation.

3) LES AUTRES FACTEURS INTERNES.

Après avoir, dans les deux paragraphes précédents, surtout minimisé le rôle de facteurs internes auxquels on avait accordé une importance, à mon sens trop exclusive, je voudrais souligner ici l'existence de quelques autres facteurs internes et la place qu'ils peuvent occuper.

Source : MNHN, Paris

Je rappellerai d'abord que A. Bersier, revenant sur les interprétations évoquées ci-dessus de mouvements saccadés du plancher sédimentaire, a fort bien mis l'accent sur le fait que le "rythme des dépôts cyclothématiques" a dû être engendré par "le vagabondage périodique des courants nourriciers sur le haut delta". Cet auteur ajoute : "Il devient . . . superflu de faire intervenir les saccades de subsidence classique pour rendre compte de la sédimentation cyclothématique des bassins houillers et de ceux de type mollassique. La périodicité des divagations inévitables des cours sur une aire d'épandage paralique, suffit á engendrer une sédimentation cyclique et cela en fonction d'une subsidence continue".

Dans le même ordre d'idées les observations de L. Berthois (1959), sur l'influence de la végétation dans la nature de la sédimentation détritique du lit de la Loire, méritent également d'être évoquées : sédimentation graveleuse, parfois très grossière, sur les zones des bancs non protégés par la végétation ; sédimentation sableuse, favorisée par la protection de la végétation, d'autant plus fine qu'elle est mieux protégée ; sédimentation vaseuse qui se produit dans les zones déprimées, lors du retrait des eaux. On conçoit que de tels faits, qui ne sauraient évidemment être généralisés, inspirent une certaine méfiance envers ces interprétations trop strictement bathymétriques qui traduisent tout changement granulométrique observé sur une coupe en termes de mouvements saccadés et alternés du plancher sédimentaire . . .

En somme les facteurs internes auxquels il convient de faire appel doivent permettre d'échapper aux invraisemblances de certaines explications bathymétriques et tectoniques, du type de celles que j'ai eu déjá l'occasion d'exposer. Je rappellerai à ce sujet les conclusions auxquelles m'amenait l'étude du Crétacé inférieur du Sud-tunisien . . . "cette succession de phases tectoniques, cette répétition de soubresauts dont aurait été affecté le continent nourricier m'a paru peu vraisemblable, peu compatible avec la lenteur des phases tectoniques et avec leur continuité dans le temps. En outre, **cette explication par la tectonique du détail des successions lithologiques**, si elle peut être admise lors de l'étude d'une coupe (de terrain ou de sondage), devient plus difficile á admettre lorsque d'excellentes conditions d'affleurements permettent d'embrasser d'un seul coup d'œil tout un ensemble. A titre d'exemple et en schématisant beaucoup, si l'on explique par une déformation tectonique du continent voisin, la succession d'un grès A á la dolomie B, comment expliquera-t-on, á quelques centaines de mètres de lá, que la dolomie B se soit dédoublée et admette une intercalation gréseuse C. Certains fait d'observation m'ont orienté vers d'autres explications. Par exemple, il est fréquent qu'au toit d'un banc dolomitique, on trouve, superposé, un gravier très riche en bois et en débris de Vertébrés, au point que ceux-ci constituent une proportion notable du sédiment. Au-dessus de ce gravier *organogéne*, se développent les grés. On conviendra que cette séquence est assez peu compatible avec une explication d'ordre tectonique ; á moins de supposer la déformation si brutale que le bios se soit trouvé jeté dans le bassin de sédimentation, comme les occupants d'un radeau sous l'effet d'un coup de mer particuliérement violent ! En fait, toute cette sédimentation est gouvernée par le régime hydrodynamique des masses d'eau qui l'alimentaient et par les principaux facteurs qui affectaient ce régime. Les passages latéraux de faciès, lentilles un peu plus gréseuses, un peu plus dolomitiques, lentilles argileuses, résultent de légéres différences présentées, ici et lá, par l'ensemble marécageux – ou le delta – soit dans la forme du fond (cuvette, haut-fond), soit dans les conditions de circulation des eaux (zone abritée par une levée naturelle, etc.), soit dans le couvert végétal qui peut fonctionner comme piége á sédiment, ou pour influencer le chimisme du milieu de dépôt, etc. Quant aux successions verticales, l'importance et la rapidité des masses d'eau mises en jeu ont conditionné l'importance des décharges qu'elles ont alimentées. On conçoit dés lors qu'une augmentation importante et brutale du régime hydiodynamique, succédant á une période d'étiage, améne, dans un premier temps, les débris du couvert végétal, ses hôtes et ceux du marécage ; et dans un deuxiéme temps, le matériel que ce bios recouvrait, qu'il élaborait ou qu'il protégeait jusqu'alors" (1967, p. 98).

En dehors de cette sédimentation surtout argilo-détritique, des facteurs internes, locaux, peuvent être invoqués, par exemple á propos de phénomènes de sursalure et de dessalure : formation d'une flèche sableuse qui isolera une nappe d'eau marine et aménera sa dessalure progressive ; ou réciproquement, rupture d'un cordon littoral qui transformera une étendue d'eau douce en un milieu marin, etc.

4) CONCLUSIONS

Ce rapide examen des facteurs internes et de leur importance sur la nature de la sédimentation, ne peut aboutir qu'á des conclusions nuancées. A coup sûr les facteurs bathymétriques ont vu leur importance exagérée dans nombre d'interprétations des processus sédimentaires, dans les provinces les plus variées ; et non seulement cette importance a été exagérée, mais en outre les conclusions adoptées ont souvent été trop précises, par rapport aux données dont on disposait. Sur la plateforme saharienne en tout cas, les interprétations bathymétriques m'ont paru devoir être reléguées á un rang secondaire, les premières places devant être réservées á l'alluvionnement d'une part, et d'autre part á la ségrégation des éléments océaniques par phénomènes de confinement d'origine hydrodynamique.

Source : MNHN, Paris

D'autres facteurs internes, locaux, m'ont paru en revanche devoir être pris en considération pour l'interprétation du *détail* des successions lithologiques, dont les explications tectoniques ou même climatiques ne sauraient rendre compte. Mais ces facteurs, par contre, ne peuvent fournir la clé des successions des grands ensembles sédimentaires, pour lesquels il convient donc d'examiner le jeu des facteurs généraux.

B) LES FACTEURS GENERAUX

A vrai dire les interprétations bathymétriques dont il a surtout été question ci-dessus, ont déjà passablement vieilli, au moins pour fournir une explication primordiale de la nature des sédiments. Et bien des auteurs, depuis fort longtemps, ont largement invoqué l'importance capitale de l'alluvionnement, "phénomène compliqué où le relief du continent et la circulation des eaux à sa surface sont des facteurs majeurs". Soulignons déjà que cette transposition – du bassin aux continents voisins – des phénomènes chargés de rendre compte en grande partie de la nature de la sédimentation a eu pour corollaire de nous faire passer d'un domaine sur lequel nous avions des données (le bassin avec ses séries sédimentaires) à un domaine sur lequel nous n'avons pas de renseignements directs, c'est-à-dire le continent en cours d'altération et d'érosion. De ce point de vue, si la transposition est parfaitement légitime, elle peut par contre déboucher sur des reconstitutions plus hypothétiques que jamais . . .

1) LE JEU DES FORCES CREATRICES DE RELIEF.

A) LE SUCCES DE LA THEORIE OROGENIQUE.

Jusqu'à une date relativement récente le moteur de l'alluvionnement continental était placé par les auteurs dans l'existence de reliefs ; et *vice-versa* l'apparition d'une sédimentation océanique (calcaires par exemple) était imputée à un repos des forces orogéniques – au sens de forces créatrices de relief, et non considérées comme agent de plissement. Ainsi G. Millot en 1950, rappelant les travaux de Goldschmidt et la "gigantesque analyse élémentaire semi quantitative" à laquelle aboutissent les phénomènes d'un cycle sédimentaire, met en parallèle la succession des faciès les plus courants et l'évolution du relief des continents voisins : "Après la période de surrection de la chaîne, la sédimentation détritique domine et forme ces immenses surfaces de sable (Permo-Trias, Rhétien, grès vert). Puis l'érosion devient moins intense, le relief diminuant, et peuvent seulement parvenir à la mer les fines qui engendreront après remaniement chimique dans la mer les dépôts argileux. Le continent peut être considéré à ce moment comme arasé . . . La période des érosions mécaniques étant close, l'érosion chimique est seule possible et c'est l'époque des carbonates. Ensuite les continents ayant abaissé leur relief en comblant les bassins de sédimentation, d'immenses lagunes saumâtres s'établissent où les dépôts salins se formeront" (p. 28-29).

De son côté, R. Laffitte (1949) envisage, au-delà d'un simple cycle sédimentaire, une "opposition des périodes d'activité orogénique et épirogénique avec sédimentation détritique et parfois conglomératique analogue à la sédimentation actuelle et de certaines périodes de repos des forces orogéniques". Ces dernières périodes seraient propices à la formation de sédiments inhabituels dans la nature actuelle, dont la présence poussait L. Cayeux à invoquer des causes anciennes différentes des causes actuelles.

Et puis, comme toujours, les auteurs ont décroché l'arsenal des mobiles les plus grandioses pour les faits les plus locaux et les plus subtils, et l'observation d'un affinement du grain sur les courbes granulométriques des grès de sa région d'étude permettra à l'un deux de conclure : "par ce fait nous constatons l'amoindrissement des reliefs nourriciers et en même temps leur éloignement et l'acheminement progressif vers la sédimentation chimique du Muschelkalk" . . . Et l'on a assisté aussi à toutes les hypothèses tectono-bathymétriques les plus invraisemblables, les soubresauts du plancher sédimentaire les moins plausibles pour rendre compte des modifications les plus ténues apparaissant dans une succession de lames minces (voir le paragraphe ci-dessus : les interprétations bathymétriques). Mais ces excès ne représentent que la rançon inévitable du triomphe d'une théorie ; ils ne sauraient porter la condamnation de celle-ci. Quelques aspects auxquels je ferai allusion maintenant au contraire ont frappé de nombreux auteurs au point d'entraîner une certaine désaffection à l'égard de cette théorie orogénique de la nature de la sédimentation.

B) PROBLEMES POSES PAR LA CONSIDERATION DE LA NATURE ACTUELLE.

Tout d'abord, il faut évoquer des observations faites dans la nature actuelle. A cet égard je renverrai à ce qui a été dit dans le chapitre sur les nappes d'épandage détritique. L'on invoque, pour expliquer le passé, alluvionnement et relief, celui-ci créant celui-là. Mais les grands fleuves actuels n'apportent que du fin ou même du très fin, et même les émissaires des prodigieux reliefs himalayens. Au devant des plus grands

Source : MNHN, Paris

appareils deltaïques, les sables reliques pleistocènes n'ont pas été recouverts, même pas envasés. L'observation de J. Ph. Mangin, suivant laquelle il ne se dépose au pied des montagnes de Corse (région de Calvi) que du calcaire pourrait être multipliée à l'infini. Des cours d'eau amènent bien du grossier ; mais il s'agit alors de torrent montagnard -- tel que le Var – qui édifie sur un fond marin qui tombe trop vite, un delta local aussi différent que possible des nappes d'épandage du passé. Car il s'avère que la *pente* n'est pas toujours la meilleure formule, en milieu océanique, pour obtenir un épandage du détritique grossier : rien comme une pente brutale n'"essouffle" un courant transporteur et interdit ainsi tout épandage en surface (1).

Ces carences de notre monde actuel, cette incapacité à transporter et à répandre du détritique sont d'autant plus graves que ce monde actuel n'est pas dépourvu de relief ! Même si l'on pense, comme J. Gilluly (1949), qu'il n'est pas légitime d'affirmer *a priori* que les reliefs actuels sont supérieurs à ceux du passé, l'on voudra bien admettre qu'ils en sont au moins l'équivalent ; que les chaînes alpines actuelles ne sont pas trop ridicules comparées, par exemple, aux reliefs qui existaient au Crétacé inférieur. Or quel est le sédiment préféré de cette terre actuelle, hérissée de montagnes, c'est la vase.

Un fait est peut-être encore plus troublant à l'égard de cette théorie orogénique, examinée à la lumière des données actuelles. C'est l'observation que rapporte J. Pimienta (1958) sur l'estuaire de l'Amazone et sur son paléodelta. L'Amazone, on le sait, malgré ses débits extraordinaires, ne sédimente que du très fin : au contact de la mer, ses eaux donnent naissance par floculation à d'importants bouchons vaseux, à l'aval desquels apparaîtraient difficilement des faciès grossiers. La comparaison n'en est que plus frappante avec les dépôts anciens, en particulier du Pliocène et du Quaternaire. On cite dans les dépressions de Tacantinopolis et d'Itaguatins une nappe alluviale de 25 m qui se serait étendue sur plusieurs milliers de kilomètres carrés. On cite des *galets de quartz*, provenant nécessairement des massifs cristallins dont est originaire le rio Tocantins, à environ 1 000 km en amont. On cite des blocs de silex et de quartzite atteignant des centaines de kilos, les silex ayant subi un transport minimal de 200 km. En présence de ces faits, la *seule* hypothèse orogénique n'est-elle pas ébranlée ? N'est-il pas parfaitement évident que les reliefs du bassin amazonien au Pliocène et au Quaternaire ne sauraient avoir été infiniment plus importants que ce qu'ils sont maintenant et en même temps plus importants que tous les reliefs actuels ? Bref n'est-il pas évident qu'il y a autre chose que la présence de relief pour créer du détritique ?

C) PROBLEMES POSES PAR LA CONSIDERATION DES SERIES ANCIENNES.

1) Indépendance du relief et de la nature de la sédimentation.

Je ferai appel à deux exemples issus du Mésozoïque saharien et assez différents d'ailleurs quant à leurs enseignements.

a) Le premier correspond à l'ensevelissement progressif du relief triasique d'Hassi-Messaoud. Les faits ont été exposés ci-dessus (p. 128-129, fig. VII.5). La triade lithologique du Trias gréseux (grès inférieurs, argileux moyen, grès supérieurs) s'interprétera on ne peut mieux avec deux phases de création de relief encadrant une phase anorogénique. Or ces trois termes lithologiques viennent recouvrir très progressivement la paléotopographie d'Hassi-Messaoud, très régulièrement, sans que l'on constate de phénomènes particuliers concomitants de chacune de ces phases (par exemple un étalement important du domaine sédimentaire lors de la phase moyenne, ou une régression lors des phases détritiques). S'il y a eu effectivement mouvements verticaux pour rendre compte de ces différences lithologiques, il s'agit de mouvements de blocs lointains, n'ayant pas affecté du tout les reliefs indigènes.

b) Le deuxième est tiré de l'étude des massifs du Tinrhert occidental et des Irrararène au Crétacé supérieur (djebel Guehhad, djebel Akhal, etc.). La présence de reliefs certains, vraisemblablement même entretenus par une tectonique active, contemporaine de la sédimentation, ne s'est traduite par *aucun* épandage détritique. Il existe bien sporadiquement, appliqués contre les paléoreliefs à matériel paléozoïque, des conglomérats à énormes éléments, de véritables brèches de démantèlement de falaises. Mais ces faciès de démolition restent strictement cantonnés à proximité immédiate des escarpements. Non seulement il s'agit de reliefs n'ayant pas nourri ces nappes d'épandage détritique classiques dans d'autres intervalles, mais l'on observe même que, à quelques centaines de mètres des escarpements, les carbonates cénomano-turoniens ne

(1) L. Berthois (1969), recherchant un mécanisme susceptible d'entraîner un engraissement notable du talus continental de façon à édifier progressivement un plateau continental – phénomène qui s'est produit dans le passé –, conclut en particulier qu'il faudrait : 1) de forts débits fluviaux, ce qui est le cas "à la fin de toutes les phases de climat froid, à la débâcle des glaces, lorsque la pluie a remplacé la neige et la glace ; 2) une accentuation considérable du relief ; 3) le "passage de grands glaciers qui ont broyé et laminé les roches dures et ont laissé en se retirant d'énormes entassements de matériaux meubles" ... L'appel au relief nous est déjà connu. Quant aux phénomènes glaciaires, évoqués par deux fois, ils peuvent difficilement être supposés pour aider la sédimentation du Mésozoïque saharien.

Source : MNHN, Paris

comportent pratiquement plus un grain de quartz (1). Comment dans ces conditions, aux autres époques, imputer l'abondance des détritiques à la *seule* présence de reliefs.

2) La concordance très constante qui caractérise de nombreux bassins sédimentaires.

Il est de fait en effet que, très souvent, les bassins sédimentaires, s'ils montrent des alternances de phases détritiques – quelquefois de très vaste extension – et de phases fines, sont caractérisés par la concordance de tous leurs termes. J'ai cru pouvoir mettre en évidence, dans l'immense domaine saharien étudié, que la concordance des différentes unités successives était de règle, et ceci depuis la base du Trias jusqu'à l'Eocène – sinon même jusqu'au Quaternaire, voir fig. XVI.5 –. Statistiquement du moins, car on peut citer une multitude d'exceptions de détail : absence de telle zone paléontologique, biseautage de telle série, ou même localement discordances caractérisées, par exemple sur le môle du Tebaga de Médenine et ses abords ou sur telle structure du Gassi-Touil. Davantage, cette concordance peut même être étendue à une partie importante de la Berbérie, monde alpin pourtant, plissé, mobile dès la sédimentation, par exemple à la plus grande partie de l'Atlas saharien où l'ensemble des couches mésozoïques semblent bien déposées en concordance.

L'observation de cette concordance a surtout frappé les observateurs sur les plateformes, car il s'y ajoute, encore à l'heure actuelle, une quasi-horizontalité. Or l'on conçoit qu'il ait pu paraître choquant d'*imaginer* des mouvements verticaux affectant les masses continentales nourricières aussi fréquemment que s'intercalait une unité stratigraphique détritique, alors que le bassin sédimentaire – notre seul enregistreur des phénomènes – n'a jamais gardé de trace directe de déformations. Statistiquement parlant, en effet, le bassin n'a pas subi de mouvements verticaux ayant entraîné des discordances angulaires. Quant aux mouvements épirogéniques, ayant permis le phénomène de subsidence, ils sont si légers, si progressifs, que l'on imagine mal des mouvements d'exhaussement analogues s'exerçant sur les continents, amener le dépôt de séries détritiques.

Je crois que ces observations (concordance, horizontalité) ont pesé d'un très grand poids auprès des géologues de plateforme. Elles les ont poussés à considérer parfois avec un certain scepticisme les seules interprétations orogéniques ; ce qui explique en grande partie le succès des autres interprétations (climatiques, bio-rhexistasiques), en particulier auprès de nombreux géologues africains.

3) La simultanéité des variations de faciès.

C'est là un point extrêmement important. Le fait qu'un intervalle stratigraphique donné voit s'installer et se généraliser un certain faciès, partout le même, dans des régions à la fois lointaines et structuralement très variées, a semblé à beaucoup incompatible avec une explication purement orogénique. J'ai rappelé ci-dessus que c'était là l'opinion de M. Gignoux et de R. Ciry et que c'était même la raison qui les poussait à adopter l'hypothèse eustatique, où le moteur des phénomènes se trouve . . . dans l'Océan. J'ai rappelé également l'invraisemblance qu'il y avait à imputer à la valeur de la subsidence le fait que soit restée très exactement la tranche d'eau nécessaire à l'évaporation de gypse sur tout le Nord-Ouest africain.

La revue – pourtant très incomplète – que j'ai donnée ci-dessus de ces analogies de la succession mésozoïque dans les régions mésogéennes, et ailleurs, renforce considérablement le poids de cet argument. Il est en effet difficilement concevable que des faciès identiques déposés en des régions lointaines, dans des domaines structuralement très différents, aient partout été amenés par le seul jeu de mouvements verticaux ; que les grès barrémiens, la dolomie aptienne, les grès albiens, les argiles à gypse du Cénomanien, les calcaires cénomano-turoniens, etc., aient pu être amenés, du domaine mobile et marin de la Berbérie aux reliefs du Sahara central – et dans les autres régions – par un simple affaissement, ou un exhaussement des continents nourriciers de la sédimentation.

Il n'est pas douteux que les auteurs ont trouvé là des faits d'une portée considérable pour réfuter la seule théorie orogénique – comme ils avaient réfuté la théorie bathymétrique –. Et il est normal qu'ils aient tenté de rechercher l'explication de ces faits dans des phénomènes *a priori* plus évidemment universels, en particulier les variations climatiques et l'état du couvert végétal des masses continentales.

2) LES VARIATIONS CLIMATIQUES : LA BIO-RHEXISTASIE.

A) ORIGINE ET FONDEMENTS DES THEORIES.

Les considérations ci-dessus ont montré le caractère inadéquat de la seule théorie orogénique dans le contrôle des dépôts. En même temps, le besoin de *causes* à caractère universel préparait un terrain favorable

(1) L'exemple précédent comportait aussi un enseignement du même type : l'argileux moyen ne semble pas s'enrichir notablement en dépôts détritiques, même pas au fond des vallées de la paléotopographie d'Hassi-Messaoud.

Source MNHN, Paris

au succès d'un contrôle climatique. Mais il me semble que c'est néanmoins par une voie différente que se sont imposées les hypothèses climatiques.

Les varves des sédiments périglaciaires, dès lors qu'on les a interprétées en tant que témoins annuels, établissaient sur un cas précis le rôle prépondérant de phénomènes saisonniers – par conséquent climatiques, et non tectoniques ou bathymétriques – dans le contrôle et la nature des dépôts sédimentaires. Isolée, cette observation capitale n'a peut-être pas eu les répercussions qu'elle aurait pu avoir dans nos interprétations des séries anciennes.

Quelques temps plus tard, différents auteurs, dont en particulier G. Richter-Bemburg (1950), montraient que les bancs de sel gemme et les lits alternants d'anhydrite représentaient aussi des dépôts annuels dont la différenciation ne pouvait être par conséquent que climatique. La conjonction de ces observations effectuées dans des milieux aussi différents que possible et à des époques fort éloignées prouvait, dès lors, qu'il s'agissait d'un phénomène important et peut-être général.

Les hypothèses climatiques apparaissaient dès lors, nombreuses, *pour rendre compte des phénomènes de sédimentation alternante* permettant d'échapper aux invraisemblances des explications bathymétriques ou tectoniques. C'est ainsi que A. Cailleux (1951) montre "que dans les flyschs l'alternance fin-grossier s'explique beaucoup plus aisément par une légère augmentation des débits, *liée au climat*, que par un accroissement des pentes, qui devrait atteindre des valeurs invraisemblables".

Plus généralement, ajoute-t-il, "pour expliquer le phénomène *périodique* attesté par la sédimentation rythmique, il est plus simple et plus sûr de faire appel à une cause dont *on sait* qu'elle présente des variations périodiques, comme c'est le cas pour les climats, plutôt que d'imaginer une hypothétique périodicité dans des phénomènes comme les mouvements tectoniques où en fait on n'en connait pas de telle. De ce seul point de vue logique, et n'aurait-on aucun autre indice, on devrait, jusqu'à plus ample informé, préférer l'hypothèse climatique à l'hypothèse tectonique". M. Gignoux (1950) de son côté, dénonçant le caractère miraculeux de la subsidence saccadée et des faciès résultants, tel que l'avait conçu P. Pruvost, déclare que "la cause générale et profonde des rythmes sédimentaires serait à rechercher dans des oscillations climatiques périodiques". Ces oscillations lui paraissaient en particulier susceptibles d'expliquer les alternances (1) monotones, en bancs décimétiques ou métriques, de roches plus argileuses, ou plus calcaires ou gréseuses, déposées sur des centaines de mètres. En outre le même auteur souligne que les "phénomènes de la sédimentation littorale sont évidemment sous la dépendance des variations climatiques, lesquelles règlent le régime des apports fluviaux et des courants littoraux".

Les hypothèses climatiques sur le contrôle de la sédimentation devaient prendre un extraordinaire regain d'intérêt, tout en se modifiant passablement, avec la **théorie bio-rhexistasique** parue en 1956 (H. Erhart). Jusqu'alors, à vrai dire, les facteurs climatiques étaient restés assez vagues, hormis le cas de modifications de températures saisonnières, spécialement en ce qui concerne l'alluvionnement : tout au plus pouvait-on supposer une alternance de périodes pluvieuses, avec débits fluviaux et apports plus importants, et de périodes arides où les apports auraient été moindres. Avec la bio-rhexistasie au contraire, on se trouve en présence d'une théorie solidement étayée, rendant compte de tous les faciès, indépendante de la profondeur de dépôt, s'accommodant de l'horizontalité des couches (puisque sans rapport avec l'activité tectonique), expliquant de façon évidente les analogies de la succession sédimentaire dans les différents intervalles stratigraphiques (puisque l'état du couvert végétal a toute chance, à chaque époque, d'être uniformisé par le climat régnant). Il est donc normal que cette théorie ait remporté un immense succès et plus encore – pour les raisons qui viennent d'être énoncées – chez les géologues travaillant sur les plateformes, que chez les géologues alpins.

Un seul exemple, que j'ai déjà évoqué ci-dessus, où toutes les contradictions se trouvent levées par la théorie bio-rhexistasique : celui de l'estuaire de l'Amazone et du paléo-delta du même fleuve. Pour J. Pimienta (1958) l'histoire de cette région comprend une succession de deux sortes de périodes : les unes de dégradation forestière entraînant un intense alluvionnement – dont les matériaux très grossiers énumérés ci-dessus – et un *recul de la mer, provoqué par les arrivées massives de matériel alluvial* ; les autres périodes – analogues à l'actuelle – voient le développement de la forêt, ayant pour conséquence un alluvionnement amoindri et pouvant s'accompagner d'une transgression marine. Rappelons seulement que cette notion d'un domaine marin dont l'extension à chaque époque est fixée par l'importance de l'alluvionnement – au sein d'une nappe d'eau continue dont le chimisme ne se modifie que progressivement – a largement été évoquée dans cette étude du Mésozoïque saharien.

(1) A propos de sédimentation alternante on sait que J.P. Mangin (1964) a généralisé ces notions en les introduisant à l'échelle la plus fine : présence de très fines "séquences-unités", élémentaires au sein de la plupart des faciès, déposées sous contrôle climatique, "le seul qui présente un tel critère d'universalité, les autres n'ayant qu'un rôle spatial plus limité".

Source : MNHN, Paris

B) PROBLEMES POSES PAR CES THEORIES.

Ces théories sont extrêmement séduisantes, spécialement pour un géologue saharien que le *Deus ex machina* tectonique pouvait difficilement satisfaire. Ce qui ne veut pas dire que tous les problèmes en paraissent résolus. La considération de la nature actuelle nous replonge même dans des interrogations un peu identiques à celles suggérées par la théorie tectonique. Notre monde présent, en effet, nous offre une gamme allant des régions les plus arides aux régions les plus humides, sans qu'il n'y ait nulle part beaucoup d'apports ou du moins beaucoup d'apports grossiers. Et pourtant les régions les plus humides peuvent coïncider, approximativement au moins, avec les plus montagneuses (de l'Himalaya aux régions côtières). C'est que là surgit ce que l'on peut considérer comme une petite objection de principe contre la théorie bio-rhexistasique. Certes chacun imagine parfaitement que des pluies torrentielles, arrivant sur un pays profondément altéré et dégagé de sa couverture forestière, entraînent une quantité considérable de matériel détritique. Mais pourquoi, sous des pluies torrentielles, le pays est-il dégagé de son couvert végétal ? A ce sujet, les phénomènes rhexistasiques décrits le plus souvent dans la nature actuelle ne prennent-ils pas leur source, en général, dans des actions humaines (déboisement, mise en culture) ? Autrement dit, existe-t-il actuellement des cas importants de rhexistasie climatique *naturelle* ? En schématisant à l'extrême, il semble que l'on puisse considérer que dans les régions où il pleut notablement, la forêt pousse et l'on est en biostasie ; il ne part que du fin ou du soluble. Et quand il ne pleut plus, la forêt disparaît bien ; mais alors c'est le désert, figé dans l'immobilité parce que sans cours d'eau, hormis le jeu de quelques tornades sporadiques. Les exceptions les plus nombreuses à ce schéma se situent sans doute, encore une fois, en pays glaciaire où les apports sont abondants . . ., et la forêt évidemment inexistante.

L'hypothèse de *rhexistasie tectonique* permet-elle d'échapper à ces interrogations ? Peut-on réellement concevoir des mouvements verticaux si rapides qu'ils soient incompatibles avec le maintien d'un couvert végétal, y compris par modification progressive des essences, qui leur permette de s'adapter à des conditions d'altitude de plus en plus sévères ? Cela me paraît peu probable. Je crains au contraire que la rhexistasie tectonique ajoute les difficultés des hypothèses tectoniques à celles de la rhexistasie, sans garder les avantages des unes et des autres . . .

C. CONCLUSIONS

C'est une constatation remarquable qu'en face de l'extrême perfectionnement et de la richesse extraordinaire de nos moyens d'exploration et de nos méthodes d'analyse des dépôts sédimentaires actuels et passés, nous restions aussi désarmés quand il s'agit d'en venir aux interprétations, à la recherche des "causes", comme on a dit parfois. Dans cette forme de recherches historiques qu'est la géologie, nous constatons plus de faits que nous n'en expliquons. Et les problèmes ne se trouvent pas éclaircis par la démarche trop fréquente qui consiste à fournir des explications trop précises en présence de faits trop locaux – par exemple une passée lithologique repérée ponctuellement et d'épaisseur insignifiante – ; démarche qui ne fait que s'aggraver avec le gonflement des méthodes d'analyse, dont la panoplie se complète de jour en jour. Cette valse de phénomènes paléogéographiques grandioses – phase tectonique, jeu de la subsidence, déformation des bassins océaniques, modifications climatiques, disparition du couvert végétal – pour interpréter un lit gréseux ou gypseux, une augmentation de l'indice de clasticité en lame mince, tel décrochement de la médiane issue des mesures granulométriques, tel pic de courbe géochimique, ne nous rapproche pas du jour où sera réalisée cette assimilation de la géologie aux "Sciences exactes" qui est pourtant l'objectif proclamé de beaucoup d'analystes.

A priori la recherche des "causes" se présentait sous un jour plus favorable avec le Mésozoïque saharien. Grâce à la simplicité structurale du bassin, les faits s'y observent à livre ouvert et s'y lisent *en continu* – dès lors que l'on dispose d'un réseau de sondages suffisamment dense –. Grâce à l'immensité du bassin qui va des massifs centraux sahariens au domaine alpin de la Berbérie, l'évolution des faciès et des épaisseurs couvre une gamme paléogéographique singulièrement complète. Grâce à des caractères de plateforme particulièrement typiques, on dispose, avec une ampleur inaccoutumée, de ces formations particulières, si caractéristiques du passé, si peu fréquentes dans le monde actuel. C'est la conjonction de ces conditions exceptionnelles qui a permis de suivre sur près d'un million de kilomètres carrés le développement de faciès très constants dans un intervalle stratigraphique donné, depuis les glacis des masses continentales jusqu'au domaine marin franc de la Mésogée. C'est ainsi également que l'on peut suivre ces homologies extrêmement intéressantes, citées à tant de niveaux et dont je ne rappellerai qu'un exemple : dans la partie inférieure du Bathonien, l'absence ou la rareté des apports aboutit au dépôt d'argiles dans le Sud et d'anhydrite dans la Province centrale ; dans la partie supérieure, l'augmentation des apports fait apparaître des sables dans le Sud et des argiles dans la Province centrale. N'est-il pas évident que c'est une vue d'ensemble de ce type qui doit fournir la base à un essai de reconstitution paléogéographique ?

Source : MNHN, Paris

En fait ces conditions offertes par le Mésozoïque saharien ont permis l'observation relativement précise d'un certain nombre de phénomènes. Elles nous ont montré le jeu de ces transgressions (Cénomano-Turonien ; Maestrichtien) par lesquelles les faciès marins francs se sont généralisés sur la plateforme, malgré des épaisseurs d'eau vraisemblablement très faibles. Mais, du point de vue des éléments océaniques, elles nous ont aussi montré, à bien des époques, cette extraordinaire ségrégation, cette gigantesque analyse élémentaire ; commandée certes, localement, par la distribution des zones plus résistantes ou plus subsidentes ; mais primordialement commandée par un confinement hydrodynamique, à la surface de la plateforme, induisant un gradient conforme en tous points à la direction allant de la Mésogée aux marges continentales. Elles nous ont montré en règle générale l'existence d'un domaine intermédiaire qui se substitue au rivage, entre domaine marin et domaine continental, et dont les formations correspondent parfois à l'hypertrophie démesurée des minces dépôts de la frange littorale actuelle. Elles nous ont montré enfin une extrême intrication et des alternances de dépôts continentaux et marins, dispositif qui évoque – avec tant d'autres arguments – une extraordinaire platitude du plancher sédimentaire.

Est-ce à dire que le problème des "causes", le problème capital du contrôle de la sédimentation, a été réglé au mieux ? Nous en sommes très loin. Tout d'abord dans cette sédimentation qui s'est opérée si souvent autour de la cote 0 – seul niveau imaginable pour ces dépôts intermédiaires et seule cote compatible avec cette substitution rapide, répétée et alternante de couches marines et de couches continentales – il était impossible de tirer un parti très riche des théories **bathymétriques**. J'ai essayé de montrer néanmoins que des différences de profondeur de la nappe d'eau ont pu, conjointement avec l'importance et la nature de l'alluvionnement, imposer des nuances à la nature des dépôts, mais non point je crois régler le fond même de cette nature. Les analogies qui vont jusque dans l'extrême détail entre des coupes, distantes de près d'un millier de kilomètres et implantées dans des zones structurales où la valeur de la subsidence a pu varier dans le rapport de 1 à 10 (fig. XIII.3), établissent à elles seules, m'a-t-il semblé, le rôle secondaire de la profondeur de l'eau dans la nature de ces faciès successifs.

Reste l'alluvionnement, d'importance capitale ici, dans ce bassin qui n'est qu'une zone d'épandage des débris arrachés à l'une des masses continentales les plus vastes de la planète, le bouclier africain. Et cet alluvionnement est d'autant plus important que ce sont, semble-t-il, ces crues et ces étiages qui ont fixé l'extension, purement complémentaire, de la zone océanique et des faciès marins francs ; alternativement repoussés ou, au contraire, libres de reconquérir du terrain. Toutefois la principale difficulté consiste à déterminer les facteurs qui sont à l'origine de cet alluvionnement et leur importance respective.

Comme bien des auteurs j'ai considéré longtemps avec beaucoup de faveur les *théories climatiques* et cette forme particulière qu'en représente la *théorie de la Bio-Rhexistasie*. Celles-ci ont en effet l'avantage de ne pas faire appel à des créations de reliefs pour rendre compte de tous les intervalles riches en sédiments détritiques grossiers ; reliefs qui paraissaient assez peu plausibles dès lors que dans le bassin sédimentaire les couches sont presque toutes concordantes, et encore pratiquement horizontales. Elles ont aussi l'avantage de rendre compte sans difficulté des analogies très poussées de la série sédimentaire en des zones lointaines et très différentes, étant donné le caractère évidemment universel des modifications climatiques. Alors que le seul jeu des mouvements verticaux ne pouvait, semble-t-il, expliquer que difficilement la généralisation de faciès très particuliers, y compris dans les domaines structuraux les plus variés et les plus lointains. Enfin, dans des cas précis, ces hypothèses semblent pouvoir fournir une solution à des dispositions de faciès assez insolites. Je pense par exemple à cette intercalation aptienne, si mince et en même temps si constante, frappante par son faciès dolomitique ou argileux au milieu des grosses masses gréseuses du Barrémien et de l'Albien. Peut-on s'expliquer simplement cette rémission subite, totale et temporaire des apports détritiques, autrement qu'à l'aide d'une interprétation climatique, avec le caractère général que l'on est naturellement amené à lui accorder ? Ne paraît-elle pas plus plausible, *a priori*, qu'une interprétation tectonique qui réclamerait, semble-t-il, l'extinction brutale, instantanée, des reliefs et de leurs effets dans le bassin, et aussitôt après leur réapparition aussi brutale...

Néanmoins il est assez évident que ces hypothèses climatiques ne peuvent à elles seules expliquer tous les faits observés. Il y a à la fois des objections de principe portant sur les fondements mêmes de la théorie bio-rhexistasique – une répartition des périodes sèches et humides différentes de l'actuelle ; mais aussi des objections régionales : peut-on par exemple concevoir l'énorme sédimentation détritique du Crétacé inférieur par le seul jeu de phases diluviennes, sans que les reliefs soient ravivés et entretenus par l'action de mouvements verticaux ?

Ainsi se ré-introduisent les **théories orogéniques**, malgré leur caractère *a priori* assez inadéquat. Une coïncidence qui n'est probablement pas fortuite vient d'ailleurs en renforcer la probabilité dans un cas précis. Il s'agit du Barrémien qui est représenté par "la nappe d'épandage détritique la plus remarquable du Mésozoïque par son épaisseur, par son extension géographique, par l'importance du matériel gréso-sableux, par

Source : MNHN, Paris

la grossièreté du grain qui la compose" (p. 222). Or cette nappe détritique, exceptionnellement importante, correspond au seul intervalle stratigraphique à être caractérisé 1) par de spectaculaires différences dans les valeurs de la subsidence et 2) par la surrection de structures, en particulier celles du Gassi-Touil. On sait que les déformations correspondantes sont absolument extraordinaires pour le Mésozoïque saharien (fosse de plus de 1 000 m ; structures érodées jusqu'au Trias salifère). Cette coïncidence justifie évidemment l'hypothèse de mouvements tectoniques ayant pu s'exercer sur les continents voisins.

Mais c'est précisément à la fin de ce Barrémien que prend place la généralisation de l'intercalation argilo-dolomitique attribuée à l'Aptien, fait cité ci-dessus comme peu compréhensible par la seule voie des interprétations tectoniques. Cette cessation totale et instantanée des apports détritiques est évidemment mal explicable par le simple jeu de mouvements verticaux "si les continents nourriciers auxquels on songe ont quelques points communs avec les reliefs quaternaires. Mais si les continents de cette époque crétacée étaient aussi plans que les planchers sédimentaires, on peut alors imaginer qu'une légère interruption des mouvements ascendants affectant les grands panneaux continentaux ait eu pour effet la cessation de tout apport détritique et, *ipso facto*, le dépôt de l'intercalation aptienne. Par contre on s'explique moins bien comment ces continents complètement aplanis, même animés de mouvements verticaux ascendants, ont pu avant et après l'Aptien, nourrir la sédimentation détritique grossière que l'on sait" (*op. cit.*, p. 564-565). Le problème est encore compliqué par le fait que l'on observe dans les grès barrémiens, en absence de pente, la présence de dragées de quartz sur plus d'un million de kilomètres carrés. Phénomène que l'on ne saurait expliquer quels que soient les reliefs qui ont existé sur les continents voisins ...

Cette incursion dans les "causes" montre à l'évidence qu'un seul processus correspondant à une seule théorie ne saurait expliquer tous les faits observés dans cette sédimentation de plateforme ; quelques phénomènes apparaissent, la plupart restent encore bien mystérieux. Et une telle démarche ne peut que nous inspirer ce sentiment auquel faisait allusion A. de Lapparent au début du siècle : "... une modestie croissante, motivée par la trop évidente disproportion du savoir présentement acquis avec l'immensité des problèmes que chaque découverte nouvelle fait inévitablement surgir".

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE XXIII

LISTE DES PRINCIPAUX TRAVAUX CITES OU CONSULTES

Pour une liste plus complète, on se reportera aux ouvrages que j'ai antérieurement publiés (en particulier 1967 et *op. cit.* 1970).

ALLAN R.S. (1948). – Geological Correlation and Paleoecology. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 59, p. 1-10. New-York.

ALLAN R.S. (1953). – Report of the standing committee on datum-planes in the geological history of the Pacific region. *Proc. of the 8th Pacific Science Congress of the Pacific Science Assoc.*, 1953. II, p. 325-341, Quezon City, Philippines, 1956.

ALLAN R.S. (1966). – The unity of stratigraphy. *N.Z. Jour. of Geol. and Geophys.*, 9, 4, p. 491-494.

ALLEN J.R.L. (1964). – Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West-Africa. *Proc. 6th Intern. Congr. sedimentol., Developments in sedimentology*. I, p. 26-34, 3 fig., Amsterdam (Elsevier).

ALONSO M. et CHANUT C. (1967). – Le gisement d'hydrocarbure du Djebel-Onk (Sud-Est Constantinois). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n.s.), 35, p. 6-12, 5 pl. h.t. Alger.

AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961). — Code of stratigraphic Nomenclature. *Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geologists*, 45, 5, p. 645-675. Tulsa.

AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961). — Note 25 – Geochronologic and chronostratigraphic units. *Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geologists*, 45, 5, p. 566-673. Tulsa.

ARKELL W.J. (1956). – Comments on stratigraphic procedure and terminology. *Amer. Jour. of Sci.*, 254, p. 457-467.

ARKELL W.L. et LUCAS G. (1953). – Découverte récente du genre *Ermoceras* Douvillé dans l'Atlas saharien occidental : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, 236, p. 2257-2259. Paris.

BASSE E. (1951). – Observations récentes sur les couches à *Cardita* du Tinrhert (Sahara) entre Ghadames et Hassi-Imoulaye. *Cahiers géol.*, 9, p. 73-77, 1 fig. Thoiry.

BASSE E. (1953). – Sur la présence de *Coahuilites* Böse 1927 dans le Sud-tunisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), III, p. 865-871, 1 pl. Paris.

BASSETO D. et COUMES F. (1967). – Série lithologique du Djebel-El-Azereg de Laghouat. Etude stratigraphique de la zone de passage Jurassique-Crétacé. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n.s.), 35, p. 13-20, 2 fig. Alger.

BASSOULET J.P. (1966). – Présence du Lotharingien daté par des Ammonites dans l'Atlas saharien sud-oranais (Algérie). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 157-158. Paris.

BASSOULET J.P. (1968). – Le Lias du Djebel-Hafid, sur la bordure nord-ouest de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 45-46. Paris.

BAULIG H. (1949). – La vallée et le delta du Mississipi. *Ann. Géogr.*, 58, 311, p. 220-334, 1 pl. Paris.

BEAUVAIS L. (1966). – Etude des Madréporaires jurassiques du Sahara tunisien. *Ann. Paléont. (Invertébrés)*, 52, 2, p. 113-152, 1 tabl., 4 pl. h.t. Paris.

BELL W.C., MURRAY G.E., SLOSS L.L. (1959). — Symposium on Concepts of stratigraphic classification and correlation. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, 10, p. 673.

BERSIER A. (1950). – Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. *Proc. 18th Int. Geol. Congr., Londres 1948, part IV, Sect. C. Rhythm in sedimentation.*

BERSIER A. (1954). — Les sédimentations cyclothématiques des fosses paraliques de subsidence. *C.R. 19e Congr. int. Alger 1952* – Sect. 13, II, p. 81-83, Alger.

BERTHOIS L. (1959). – Etude de l'influence de la végétation sur l'ensablement du lit de la Loire. *Norois*, 21, p. 19-33.

BERTHOIS L. (1969). – Océanographie sédimentologique – *1 vol. ronéot.*, 329 p., 151 fig. Paris (Centre de documentation universitaire).

BERTRAND M. (1892). – Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 20, p. 118-165, 11 fig. Paris.

BERTRANEU J. (1952). – Le massif du Bou Taleb. *XIXe Congr. Geol. int.* (1) Algérie (5), 82 p., 22 fig., 1 pl. h.-t., Alger.

BERTRANEU J. (1955). – Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna : le Massif du Bou Taleb. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n.s.) 4, 1e part., p. I-VIII et 1-189, 32 fig., 4 pl. h.-t. Alger.

BEUF S., CHARPAL O. de, DEBYSER J., GABRIEL O., MONTADERT L. (1962). — Recherches sédimentologiques; vol. I : le Cambro – Ordovicien du Tassili des Ajjers. Fasc. I – Résultats de la mission 1961-62. Paris (inédit).

BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, GABRIEL O., BENNACEF A., BLACK R., ARENE J., BOISSONNAS J., CACHEAU F., GUERANGE B. et GRAVELLE M. (1968). – Une conséquence directe de la structure du Bouclier Africain : l'ébauche des Bassins de l'Ahnet et du Mouydir au Paléozoique inférieur. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n.s.), 38, p. 105-134, 11 fig., 3 pl. h.t. Alger.

BIARD A. (1963). – Contribution à l'étude palynoplanctologique du Permo-Trias en France et en Afrique du Nord. *Thèse de 3e cycle*, 187 p, ronéot., 24 pl. photos – 20 pl. h.t. Dijon (inédit).

Source : MNHN, Paris

BIROT P. et DRESCH J. (1955). — Une faille du Quaternaire récent dans la plaine d'Amguid (Hoggar septentrional). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 209-211, Paris.

BISMUTH H., BONNEFOUS J. et DUFAURE Ph. (1967). – Mesozoïc microfacies of Tunisia, P.E.S.L. (Petroleum Exploration Society of Lybia) : *Guidebook to the Geology and History of Tunisia*, p. 159-214, 27 pl., Tripoli.

BLANT G. et REYRE D. (1952). — Conditions de sédimentation du Crétacé de l'Est-Constantinois. *Atti del VII^e Convegno nazion. Metano ed. Petroleo*, Taormina, 1, p. 333-345, 6 pl. Palerme.

BLONDEL F. (1936). — La géologie et les mines des vieilles plateformes, 1 vol., 303 p., 59 fig., Paris (Soc. d'Edit. géogr., Maritimes et Coloniales).

BOLZE J. (1954). — Les rapports de la Berbérie et de l'Afrique en Tunisie. *C.R. Acad. Sci*, 238, p. 2177-2179. Paris.

BONNET A. et DUBOIS P. (1961). — Observations sur le Djebel Guehhad (Sahara central). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 194-195, 1 fig. Paris.

BORCHERT H. (1965). – Principles of oceanic salt deposition and metamorphism. *Chemical Oceanography* 2, p. 205-276 — 19 fig. Londres, New-York. (Academic Press – J.P. Riley et G. Skirrow, ed.).

BORDET P. (1954). — La série de Séroueînout (Continental intercalaire) et son substratum précambrien en Ahaggar oriental. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (n.s.) 5, p. 7-42, 10 fig., 1 carte h.-t., Alger.

BORDET P. (1954). — La série de Séroueînout (Ahaggar oriental) est d'âge "Continental intercalaire" (Crétacé moyen). *C.R. Acad. Sci.*, 238, p. 500-503, Paris.

BOURCART J. (1924). — Un voyage au Sahara. Note préliminaire sur les résultats géologiques de la mission O. Olufsen au Sahara. *Publ. du Comité de l'Afr. française*, 1 vol., 131 p., Paris.

BOURCART J. (1937). — Les "pénéplaines" du Maroc et du Sahara. *Mélanges Géogr. et Oriental. Offerts à E.F. Gauthier*, p. 55 à 75, Tours.

BOURCART J. (1958). — Les calcaires éocènes de la Manche et leur contribution aux sables des plages. *Eclogae geologicae helvetiae — 5^e Congr. intern. Sedim.*, 51, 3, p. 505-508. Bâle.

BOURCART J. et KELLER A. (1929). — Résultats géologiques de la mission saharienne Augiéras-Draper (Crétacé et Eocène). *C.R. Acad Sci.*, 188, p. 1559-1561, Paris.

BOURCART J. et RICOUR J. (1954). — Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *C.R. XIX^e Cong. Géol. intern. Alger*, 1952, Sect. XIII, 3, p. 35-47. Alger.

BOUREAU E. et CAILLON P. (1958). — Sur la flore fossile et l'âge des couches de Taouratine dans le bassin de Fort-Polignac (Sahara). *C.R. Acad. Sci.*, 247, p. 2173-2175. Paris.

BOUREAU E., CLARACQ P. et NOUGAREDE F. (1957). — Sur la paléobotanique et la stratigraphie du bassin de Fort-Polignac (Sahara). *C.R. Acad. Sci.*, 245, p. 544-545, 1 fig. Paris.

BRAITSCH O. (1962). — Entstehung und Stoffbestand der Salzlager-Statten. 1 vol. Berlin (Springer-Verlag).

B.R.P. (RUMEAU J.L., DEFRENNE P. et DECREMPS P.) (1957). — Mission B.R.P. – Tinrhert – Rapport de fin de campagne 1955-1956. *Publ. Inst. fr. Pétrole*, Réf. 1241, 33 p. 6 fig., 20 pl. h.-t., Paris.

BUROLLET P.F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol.*, 18, p. 1-345, 93 fig., 22 pl. Tunis.

BUROLLET P.F. (1957). — Remarques sur la nomenclature stratigraphique. *Sciences de la Terre*, V, 2-3, p. 117-136, 2 fig., Nancy 1959.

BUROLLET P.F. (1962). — Signification géologique du détroit de Sicile. *C.R. 87^e Congr. des Soc. Savantes*. p. 849-853, 1 pl. Paris.

BUROLLET P.F. et BYRAMJEE R. (1968). — Réflexions sur la notion de faciès littoral en relation avec l'agitation des eaux. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.* (2), IV, 4, p. 25-36, 2 pl. phot. Paris.

BUSSON G. (1959). — Etude préliminaire du Djebel Guehhad. *Trav. Inst. Rech. sahar.* 18, p. 11-19, 3 pl. h.-t. Alger.

BUSSON G. (1960). — Sur la coupe du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur du Tinrhert central (Sahara algérien). *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 19, p. 141-149, 1 carte, 4 pl. photo. Alger.

BUSSON G. (1961). — Sur la stratigraphie des séries triasique et jurassique du Sahara tunisien entre la latitude de Foum-Tatahouine et celle de Medenine. *C.R. Acad. Sci.*, 253, p. 3008-3010, 2 fig. Paris.

BUSSON G. (1962). — Sur les discordances et les phases de plissement d'âge secondaire au Sahara tunisien. *C.R. Acad. Sci.*, 254, p. 325-327, 2 fig. Paris.

BUSSON G. (1964). — Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000^e, Feuille Fort-Flatters. *Publ. C.R.Z.A. (Centre de Recherches sur les Zones Arides)*, Paris (C.N.R.S.).

BUSSON G. (1965). — Sur les gisements de Céphalopodes crétacés sahariens. *Ann. Paléont. (Invertébrés)*, 51, 2, p. 153-161,. 3 fig. Paris.

BUSSON G. (1966). — Sur les déformations tectoniques affectant la Hamada crétacée du Tinrhert dans la région d'El-Biod. (Sahara algérien, feuille Hassi-Inifel). *C.R. Acad. Sci.*, 262, p. 36-39, 1 fig. Paris.

BUSSON G. (1967 a). — Le Mésozoïque saharien. 1^e partie : l'Extrême Sud-tunisien. 1 vol., 194 p., 18 fig., 7 pl. h.t., *Publ. C.R.Z.A., Géologie*, 8. Paris (C.N.R.S.).

BUSSON G. (1967 b). — Mesozoic of Southern Tunisia. *Guidebook to the Geology and History of Tunisia. P.E.S.L., 9th Annual Field Conf.*, p. 131-152, 13 fig. Tripoli.

BUSSON G. (1968 a). — Les données du Mésozoïque saharien et la sédimentation des évaporites. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 326-327. Paris.

BUSSON G. (1968 b). — La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories hypothèses et observations classiques ou nouvelles. *Mém. Mus. nat, Hist. nat.*, (n.s.), C. XIX, 3, p. 125-169, 12 fig., 2 pl. h.-t., Paris.

BUSSON G. (1968 c). — Le Trias gréseux du Nord-Est de la plateforme saharienne (Algérie et Tunisie) à la lumière des données de sondages et de l'étude des affleurements. *C.R. Acad. Sci.*, 267, p. 2095-2098, 1 fig. Paris.

BUSSON G. (1969 a). — Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plateformes du Mésozoïque, l'exemple du Cénomanien-Turonien du Nord-Est de la plateforme saharienne et de Berbérie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, p. 687-703, 6 fig. Paris.

BUSSON G. (1969 b). — Rôle et importance des diagraphies dans l'étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Sciences de la Terre*, 14, 3, p. 239-288 – 25 fig. Nancy.

BUSSON G. (1969 c). — Le Salifère principal (Trias supérieur et Lias *p.p.*) du Sahara algéro-tunisien. *C.R. Acad. Sci.* (D), 268, p. 251-254, 1 fig. Paris.

BUSSON G. (1969 d). — Rapports entre terrains mésozoïques et paléozoïques au Sahara algéro-tunisien ; la discordance hercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, (D), 269, p. 685-688, 1 dépl. h.-t., Paris.

Source : MNHN, Paris

BUSSON G. (1970). – Le Mésozoïque saharien : 2e partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Publ. C.R.Z.A.* Géologie, 11, 2 vol., 811 p., 152 fig., 70 tabl., 5 pl. h.-t. Paris (C.N.R.S.).

BUSSON G. et ALBANESI C (1967). – Le Crétacé inférieur et le Jurassique terminal de l'Extrême-Sud tunisien. *Riv. Ital. Paleont.*, 73, 2, p. 591-634, 4 pl. Milan.

BUSSON G. et COLLIGNON M. (1965). – Données nouvelles sur le Cénomanien et le Turonien du Tinrhert (Sahara algérien) et leurs faunes de Céphalopodes. *C.R. Acad. Sci.*, 261, p. 1029-1031. Paris.

BUSSON G., DUFAURE Ph. et FOURY G. (1966). – Nouvelles observations sur l'âge de la transgression crétacée au Tebaga de Médenine et au Sahara tunisien. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 135-136, 1 fig. Paris.

BUSSON G. et GRAMBAST L. (1965). – Sur la découverte de Charophytes oligocènes à la base du Continental terminal de la région d'El-Biod (Tinrhert, Feuille au 1/500 000 Hassi-Inifel, Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci.*, 261, p. 5554-5557, 1 fig. Paris.

BUTTERLIN J. et MONOD O. (1969). – Biostratigraphie (Paléocène à Eocène moyen) d'une coupe dans le Taurus de Beyschir (Turquie). Etude des "Nummulites cordelées" et révision de ce groupe. *Eclog. geol. Helv.*, 62, 2, p. 583-604, 6 pl. h.-t., 2 fig. Bâle.

CABY R. (1970). – La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Thèse Doct. Sc. nat., Montpellier*, 1970, 1 vol. in 4°, 336 p., 329 fig., tabl. cartes *(inédit)*.

CAILLEUX A. (1951). – Analyse de l'ouvrage de G. Richter-Bernburg : Zur frage der absoluten Geschwindigkeit. *Rev. Géomorph. dyn.*, 3, p. 136-138. Strasbourg.

CARATINI C. (1970). – Etude géologique de la région de Chellala-Reibell (Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, (n.s.) 40, 2 vol. 312 p., 107 fig., 9 pl., 18 tabl., 1 pl. h.-t. Alger.

CARBONNIER A. et REY M. (1958). – Utilité de la confrontation des diagraphies de carottage électrique et des logs stratigraphiques correspondants. *Rev. de Micropal.*, 4, 3, p. 140-147, 3 pl., 2 fig. Paris.

CAROZZI A. (1950). – Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation – 1e partie. *Arch. des Sciences*, 3, 2, p. 17-40, 13 fig. Genève.

CAROZZI A. (1950). – Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Arch. des Sciences*, 3, 1, p. 95-146, 13 fig. Genève.

CAROZZI A. (1951). – Causes tectoniques et causes climatiques dans la sédimentation helvétique. *Arch. des Sciences*, 4, 6, p. 439-442. Genève.

CAROZZI A. (1951). – Tectoniques et rythmes de sédimentation. *Arch. des Sciences*, 4, 1-2, p. 1-48. Genève.

CASTANY G. (1951). – Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Ann. Mines et Géol.*, 1 vol., 632 p., 28 pl., 27 pl. h.-t. Tunis.

CASTANY G. (1951). – Carte géologique de la Tunisie, échelle 1/500 000 (dressée par). – Feuille n° 2 – (Direction des travaux publics). *Publ. Serv. Géol. Tunisie*. Tunis.

CASTANY G. (1954). – L'accident Sud-tunisien, son âge et ses relations avec l'accident sud-atlasique d'Algérie. *C.R. Acad. Sci*, 238, 8, p. 916-918. Paris.

CASTANY G. et LAPPARENT A.F. de (1952). – Discordance et phases de plissement dans l'Extrême-Sud tunisien et en Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 2, p. 253-259, 3 fig. pl. XIV. Paris.

CAYEUX L. (1941). – Causes anciennes et causes actuelles en Géologie – 1 vol., 79 p. Paris (Masson).

CHARPAL O. de (1966). – Orientation et caractères de formes des stratifications obliques. Rapports avec les conditions hydrodynamiques du dépôt. *Comm. orale Assoc. Séd. fr. – Groupe A* (inédit).

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-62). – Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. Soc. géol. Fr. (Livre-mémoire P. Fallot)*, 1, p. 447-527, 12 schémas paléo-géogr. en coul. Paris.

CHUDEAU R. (1913). – Rectifications et compléments à la carte géologique du Sahara central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 13, p. 172-182, 4 fig. Paris.

CHUDEAU R. (1917). – Remarques sur la géologie de l'Afrique occidentale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 63-65. Paris.

CHUDEAU R. (1921). – Ammonites turoniennes du Soudan. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, p. 463-470. Paris.

CIRY R. (1954). – Sur divers types de trangressions marines. *Bol. Real. Soc. esp. Hist. Nat. (Vol à Hernandez-Pacheco)* p. 161-169. Madrid.

CLARACQ P. et DURIF D. (1958). – Découverte d'un affleurement jalonnant la transgression du Crétacé supérieur en direction d'Amguid (Sahara central). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 307-308, 1 fig. Paris.

CLARET J. et TEMPERE C. (1967). – Une nouvelle région productrice au Sahara algérien : l'anticlinorium d'Hassi-Touareg. *Proc. 7th World Petrol. Congr., Mexico*, 2, p. 81-100, 12 fig. Barking (Elsevier).

CLOS-ARCEDUC A. – Les effets géographiques de la rotation terrestre. *Document inédit*, 8 p. dactylogr.,3 fig.

COLLIGNON M. (1957). – La série néocrétacée du Fezzan et sa faune de Céphalopodes. *C.R. Acad. Sci.*, 244, p. 367-369. Paris.

COLLIGNON M. (1959). – Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar et ceux d'Europe occidentale, en particulier de la France. *C.R. 84e Congr. des Soc. savantes*, p. 41-52. Paris.

COLLIGNON M. (1965). – Sur quelques Céphalopodes du Jurassique du Sahara tunisien. *Ann. Paléont. (Invertébrés)*, 51, 1, p. 45-81. Paris.

COLLIGNON M. (1965). – Nouvelles Ammonites néocrétacées sahariennes. *Ann. Paléont. (Invertébrés)*, 51, 2, p. 164-202, 8 pl. h.-t., Paris.

COLLIGNON M. (1966). – Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya. Relations stratigraphiques et paléontologiques. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 178, p. 9-78, 35 pl. h.-t., Rabat.

COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE (1962). – Principes de classification et de nomenclature stratigraphiques, p. 1-15.

C.F.P. (A.) – Compagnie française des Pétroles (Algérie) (1960) – Rapport géologique final de Ph.1 *(inédit)*.

CO.PA.REX. (Compagnie de participations, de recherches et d'exploitations pétrolières) (1961). – Reconnaissance géologique du djebel Guehlad – *Rapport inédit*.

C.P.A. (Expl. Dept. Algiers). – Photogeological Map, Hi Inifel Ft Flatters 1/500 000 – Doc. n° 4206, *(inédite)*.

CONRAD G. (1970). – L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Publ. C.R.Z.A.* Géologie 10, 1 vol., 527 p., 284 fig., 11 pl. h.-t., 4 cartes géol. Paris (C.N.R.S.).

CONTEJEAN M. (1866). – Des phénomènes diluviens. *C.R. Acad. Sci.*, 62, p. 45-48. Paris.

CORNET A. (1948). – Sur la réalité de mouvements post-crétacés au Sahara. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 5, p. 33-46, 2 fig., 2 pl., Alger.

Source : MNHN, Paris

CORNET A. (1951). – Le problème géologique du Chott Ech Chergui . *C.R. 70e Congr. A.F.A.S.* – p. 115-131. 1 pl. h.-t., Tunis.

CORNET A. (1955). – Présence du Callovien dans l'Atlas saharien du Sud-Oranais (Mont des Ksour). *C.R. Acad. Sci.*, 240, p. 1559-1560, Paris.

CORNET A. et GOUSKOV N. (1954). – Les eaux du Crétacé inférieur continental dans le Sahara algérien. *XIXe Congr. géol. int., Alger, 1952. La géologie et les problèmes de l'eau*, 2, p. 144-171, 5 pl. h.-t. Alger.

CORNET A., GOUSKOV N. et PINARD Cl. (1959). – Sur la présence d'une faune yprésienne dans certains forages du Bas-Sahara. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 35. Paris.

CORNET A., GOUSKOV N. et PINARD Cl. (1959). – Sur la fosse sud-aurasienne (Algérie). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 83-84, 1 fig., Paris.

CORTIER X. et LEMOINE P. (1909). – Quelques données sur la géologie du Sahara et du Soudan . *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 9, p. 407-415, 2 fig., Paris.

COUDRON I. (1960). – Etude de quelques Vertébrés du Gour Laoud. *Diplôme d'Etudes Supérieures*. Paris.

COUMES F. et L'HOMER A. (1962). – Contribution à l'étude du Jurassique et du Crétacé inférieur sur la bordure septentrionale du Sahara. *Rapport S.N.R.E.P.Al.*, n° 4204, Alger *(inédit)*.

CUMMING A.D., FULLER J. G.C.M. et PORTER J.W. (1959). – Separation of strata : Paleozoic limestones of the Williston Basin. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 722-733, 6 fig.

CURRAY J.R. et MOORE D.G. (1964). – Holocene regressive littoral sand, costa de Nayarit, Mexico . *Developments in sedimentology* – 1 – *Proc. 6e Congr. Int. Sedimentologie*, p. 76-82, 3 fig. Amsterdam (Elsevier).

DARTEVELLE E. et FRENEIX S. (1957). – Mollusques fossiles du Crétacé de la Côte occidentale d'Afrique, du Cameroun à l'Angola. II – Lamellibranches. *Ann. du Musée royal du Congo belge, Sci. géol.*, 20, 271 p., 35 pl., Tervuren.

DEICHA G. (1944). – La vitesse de sédimentation chimique salifère et les chiffres d'évaporation annuelle. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 140-142. Paris.

DELEAU P. (1951). – Les bassins houillers du Sud-Oranais, dans la région de Colomb-Béchar-Abadla. 1 – Stratigraphie. Sédimentation. Paléogéographie. *Bull. Serv. Carte géol. Algér.*, (2), *Stratigraphie*, 20, p. 7-277, 91 fig., 18 tabl. Alger.

DEMAISON G.J. (1965). – The Triasic salt in the Algerian Sahara. *Proc. of a joint meeting of the Institute of Petroleum and the Geological Society*, p. 91-99, 3 fig. Londres.

DESIO A., ROSSI-RONCHETTI C., POZZI R., CERICI F., INVERNIZZI G., PISONI C. et VIGANO P.L. (1963) – Stratigraphic studies in the Tripolitanian Jebel (Libya). *Riv. Ital. Paleont.*, 9, p. 1-126, 34 fig., 1 carte h.-t., Milan.

DICKEY P.A. (1968). – Contemporary non-marine sedimentation in Soviet Central Asia. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 52, 2, p. 2396-2421, 10 fig., 11 tabl., Tulsa.

DOMERGUE Ch., DUBOIS E., LAPPARENT A.F. de et LOSSEL P. (1952). – Sud et Extrême-Sud tunisiens, monographies régionales. *XIXe Congr. géol. Int.* (2), *Tunisie*, 7, 33 p., 7 fig., 3 pl. h.-t., Alger.

DOUVILLE H. (1925). – Le Callovien dans le Massif du Moghara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 25, p. 303-328, 4 pl. Paris.

DOUVILLE H. et TILHO J. (1933). – La géologie de la région au Nord du Tchad. *C.R. Acad. Sci.*, 197, p. 1012-1016. Paris.

DUBAR G. (1967). – Brachiopodes jurassiques du Sahara tunisien. *Ann. Paléont. (Invertébrés)*, 53, 1, p. 33-101, 1 fig., 4 pl. h.-t. Paris.

DUBERTRET L. (1966). – Liban, Syrie et bordure des pays voisins. Première partie. Tableau stratigraphique, avec carte géologique au millionième. *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, 8, p. 251-358, 35 fig., 1 carte h.t. Paris.

DUBERTRET L. (1967). – Remarques sur le fossé de la mer Morte et ses prolongements au Nord jusqu'au Taurus. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* (2), 9, 1, p. 3-16, 9 fig. Paris.

DU DRESNAY R. (1967). – Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen-Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental), pendant l'Aalénien et le Bajocien. *Preprint Colloque sur le Jurassique*, Luxembourg, 20 p., 5 fig., 1 pl. h.-t.

ELLENGERGER F. (1963). – Trias á faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 15. *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes – Montpellier* 1961, p. 215-231, Paris.

ELLENGERGER F. (1968-1969). – Introduction à la Géologie structurale de l'Europe. 1re partie : Les fondements historiques et méthodologiques de la Géologie structurale. *Cours Université d'Orsay, Certificat de Géol. struct. et appl.* (inédit).

EMBERGER J. (1960). – Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled-Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, 27, 399 p., 87 fig., 17 pl. Alger.

EMERY K.O. (1956). – Sediments and water of Persian Gulf. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 10, p. 2354-2383, 11 fig. Tulsa.

EMERY K.O. (1966). – The Atlantic continental margin of the United States during the past 70 millions years. *Abstr. II Intern. Oceanogr. Congr.*, 118, S.III, 1 p. Moscou.

EMERY K.O. (1968). – Relict sediments on continental shelves of world. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 52, 3, p. 445-464, 16 fig. Tulsa.

ERHART H. (1956). – La genèse des sols en tant que phénomène géologique. 1 vol., 90 p. Paris (Masson & Cie).

ERHART H. (1962). – Témoins pédogénétiques de l'époque permo-carbonifère. *Colloque sur la biogéographie du Permo-Carbonifère et la genèse des charbons. C.R. som. Soc. Biogéographie*, 336-337, p. 21-53, 3 fig. Paris. et Discussion du Colloque.

FABRE J. (1969). – Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique de l'Europe au 2 500 000e, feuilles 13 et 14). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord* (Algérie), 60, 1-2, p. 43-73, 1 carte h.-t. Alger.

FABRE J. (1970). – Paléozoïque terminal à faciès grès rouge au Sahara central et occidental. *C.R. 6e Congr. Intern. Stratigr. Géol. carbonif.*, Sheffield, 1967, p. 737-744, 1 tabl.

FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1971). – Régressions et transgressions permocarbonifères sur le Nord-Ouest de la plate-forme africaine : épirogenèse ou variation eustatique. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.* (à paraître).

FAURE H. (1966). – Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 47, 1 vol., 630 p., 179 fig., 12 pl. Paris.

FEUILLEE P. (1967). – Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (N.S.), 108, p. 1-343, 96 fig., 16 pl. Paris.

FLAMAND G.B.M. (1911). – Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l'Oranais et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). 1 vol, 1001 p., 157 illustr., 22 cartes, 16 pl. Lyon (Rey, édit.).

Source : MNHN, Paris

FLANORIN J. (1948). – Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), 19, p. 1-335, 90 fig., 8 pl. h.-t. Alger.
FLANDRIN J. (1952). – Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Aperçu d'ensemble. *XIX^e Congr. géol. inter., Monogr. région*, (1), 14, 82 p., 6 fig. Alger.
FOLLOT J. (1952). – Ahnet et Mouydir. *XIX^e Congr. géol. int., Monogr. région.* (1), *Algérie*, 1, 80 p., 38 fig., 5 pl. Alger.
FOLLOT J. (1953). – Sur les différentes phases tectoniques ayant affecté la bordure septentrionale du Hoggar. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 9, p. 137-142, 3 fig. Alger.
FOLLOT J. LEFRANC J. Ph., LELUBRE M. (1952). – Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000 – Feuille Amguid – *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*. Alger.
FOLLOT J., LEFRANC J. Ph., MEYENDORFF A. (1952). – Carte géologique de l'Algérie au 1/500 000 – Feuille In Salah – *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*. Alger.
FRENEIX S. (1964). – Faunes de Bivalves et corrélations des formations marines du Crétacé des bassins côtiers de l'Ouest africain. *Symposium sur les bassins sédimentaires de l'Ouest africain. U. int. Sci. Géol., Assoc. Serv. Géol. Afr.*, p. 52-78, 5 fig., 4 tabl. h.-t. Paris.
FULLER J.G.C. et PORTER J.W. (1969). – Evaporites and carbonates : Two devonian basins of western Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17, 2 p. 182-193.
FURON R. (1933). – Faunes et extension du Crétacé au Sud de l'Ahaggar (Cénomanien, Turonien et Sénonien). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 3, p. 259-280, 1 fig., 1 pl. Paris.
FURON R. (1935). – Le Crétacé et le Tertiaire du Sahara soudanais (Soudan, Niger, Tchad). *Arch. Mus. Nat. Hist. Nat.* (6), 13, p. 1-94, 7 pl. Paris.
FURON R. (1947). – L'érosion du sol. 1 vol., 218 p., 24 fig., 16 pl. h.t. Paris (Payot Ed.).
FURON R. (1965). – Matériaux pour l'étude de la houle crustale et de la mégatectonique du socle africain. *Rev. Géogr. phys.* et *Géol. dyn.*, (2), 7, p. 21-58. Paris.
FURON R., KILIAN C. et MENCHIKOFF N. (1935). – La géologie du Sahara. *Rev. gén. Sci.*, 46, p. 1-7, 3 fig. Paris.
GABILLY J. (1967). – Méthode et modèle en stratigraphie du Jurassique. 25 p. (Prétirage). *Colloque sur le Jurassique.* Luxembourg.
GIGNOUX M. (1926). – Géologie stratigraphique. 1 vol., 588 p., 124 fig. Paris (Masson, édit.).
GIGNOUX M. (1950). – Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers. *C.R. Acad. Sci.*, 230, p. 695-698. Paris.
GIGNOUX M. (1960). – Géologie stratigraphique. 1 vol, 760 p., 155 fig. Paris (Masson édit.).
GILLULY J. (1949). – Oistribution of mountain building in geologic times. *Bull. Geol. Soc America*, 60, p. 561-590, 16 fig. New-York.
GILLULY J., WATERS A.C., WOOOFORD A.O. (1968). – Principles of Geology. 1 vol., 687 p., figures. San Francisco (W.H. Freeman and Company).
GRABAU A.W. (1906). – Types of sedimentary overlap. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 17, p. 567-636, 17 fig. New-York.
GRAVELLE M. (1969). – Sur la structure et l'évolution du Bouclier touareg dans la région de Silet-Tibehaouine (Ahaggar centro-occidental). *5^e Coll. de Géol. africaine. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.* 41, *Géol. et Minér.*, 19, p. 7-8. Clermont-Ferrand.
GREIGERT J. et POUGNET R. (1967). – Essai de descriptions des formations géologiques de la République du Niger. *Mém. Bur. rech. géol. min.*, 48, 238 p., 21 fig., 5 pl. h.-t. Paris.
GUILCHER A. (1959). – Chronique océanographique. *Norois*, 21, p. 77-109.
GUILCHER A. (1965). – Précis d'hydrologie marine et continentale. 1 vol., 389 p., 217 fig., 8 pl. h.t., Paris (Masson).
GUILLEMOT J. (1962). – Structures anticlinales circulaires d'origine mal connue. (Mission I.G.N.F. Aoulef 008 – Cliché n° 151 – NG 30 XXV – Timiaouine Mra). *Photo-interprétation*, 62-4/1. Paris (Ed. Technip.).
GUIRAUD R. (1967). – La transversale de Colbert, accident majeur de la région du Hodna (Algérie du Nord). *C.R. Acad. Sci.*, 264, p. 1245-1248, 1 fig. Paris.
HAUG E. (1904). – Sur la faune des couches à *Ceratodus* crétacées du Djoua, près Timassânine (Sahara), *C.R. Acad. Sci.* 138, p. 1529-1531. Paris.
HAUG E. (1908-1911). – Traité de Géologie – Tome 2 : Les périodes géologiques. 1 vol., p. 539-928, 290 fig., 64 pl. h.t. Paris (Armand Colin, édit.).
HEOBERG H.D. (STRATIGRAPHIC COMMISSION) (1952). – Report 2 – Nature, usage and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 36, 8, p. 1627-1638. Tulsa.
HEDBERG H.D. (1959). – Toward a harmony in stratigraphic classification. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 674-683.
HEEZEN Br. C. et THARP M. (1965). – Descriptive sheet to accompany physiographic diagram of the Indian ocean. *Printing by Henry R. Aldrich, Publication fund. U.S.A.*, 1965.
HEYBROEK P. (1963). – Note on the structural development of the El-Biod high and Amguid spur (Central algerian Sahara) – *1^e Symposium saharien*, Tripoli, avril 1963. *Rev. I.F.P.*, 18, 10 et 11, p. 49-62, 5 fig. Paris.
HIRTZ P. (1963). – Les bassins salifères du Gabon et du Congo (Brazzaville). Essai de reconstitution paléogéographique. *C.R. 5^e Congr. Nat. Pétrole, Le Touquet*, p. 5-18, 14 fig. Paris.
HOFFSTETTER R. (1959). – Un Serpent terrestre dans le Crétacé inférieur du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 897-902, 2 fig. Paris.
HOOYKAAS R. (1970). – Continuité et discontinuité en géologie et biologie. 1 vol., 360 p., Paris (Ed. du Seuil, Collection Science ouverte).
INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961). – Statement of principles of stratigraphic Classification and Terminology (with accompanying Glossary of terms). *Intern. Geol. Congr., XXI sess.*, Part. XXV, p. 7-15. Copenhague.
INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961). – Statement of principles of stratigraphic Classification and terminology Glossary of terms. *Intern. Geol. Congr., XXI sess.*, Part. XXV, p. 17-30. Copenhague.
INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961). – Statement of principles of stratigraphic classification and terminology. Appendix A. Comments by members of subcommission disapproving the foregoing statement of principles. *Intern. Geol. Congr., XXI sess.*, Part. XXV, p. 31-38. Copenhague.
JACOT L. (1962). – Eléments de physique évolutive, 1 vol., 191 p. Paris (Ed. du Scorpion).
JAMES G.A. et WYNO J.G. (1965). – Stratigraphic nomenclature of iranian oil consortium agreement area. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 49, 12, p. 2182-2245, 98 fig., 1 tabl. Tulsa.

Source : MNHN, Paris

JANSHIN A.L. (1961). – Profondeur des bassins salifères et questions relatives à la formation de puissantes masses de sel. *Akad. Nauk. Sibirsk. OTDEL, Geol. Geofiz.*, 1, p. 3-15 (traduction B.R.G.M. Paris, n° 31.181).

JAUZEIN A. (1971). – Les agents de la morphogénèse. 1 – Les eaux courantes. Document : Evolution récente du delta de la Medjerda (Tunisie). *Trav. Lab. Géol. Ecole Normale Sup., Cours et documents*, 5, 1 vol., 175 p., fig., 4 pl., Paris.

JODOT P. (1952). – Sur le Sparnacien fluvio-saumâtre et le Lutétien terrestre de Brézina (Sud-Oranais) *C.R. Acad. Sci.*, 234, p. 2548-2550. Paris.

JODOT P. (1953). – Les *Pseudoceratodes* du Nummulitique continental circum-saharien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (1°), *Paléontol.*, 17, p. 1-110, 10 fig., 5 pl. h.-t. Alger.

JODOT P. et BENEITO M. (1953). – Présence du Sparnacien fluvio-saumâtre et du Lutétien terrestre à Brézina (Sud-oranais). *Ibid.*, p. 111-116, 2 pl h.-t. Alger.

JOURDY H. (1908). – Observations dans l'Extrême-Sud tunisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 8, p. 144-151, 8 fig. Paris.

JUIGNET P. (1968). – Faciès littoraux du Cénomanien des environs du Mans (Sarthe). *Bull. B.R.G.M.*, (2e série), section IV, 4, p. 5-20, 13 fig. Paris.

KARPOFF R. (1952). – Quelques exemples de tectonique récente dans le Bas-Sahara. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 245-247. Paris.

KARPOFF R. (1953). – Observations préliminaires sur l'hydrologie du Bas-Sahara. *XIXe Congr. géol. int.*, 8, p. 201-231, 8 fig. Alger.

KARPOFF R. (1957). – Sur l'existence de Maestrichtien au Nord de Djeddah (Arabie séoudite). *C.R. Acad. Sci.*, 245, p. 1322-1324 – Paris.

KARPOFF R. (1963). – Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara central. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 469-473, 1 fig. Paris.

KARPOFF R. (1965). – Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 7, p. 469-473, 1 fig. Paris.

KARPOFF R. (1965). – Le premier forage profond de Riyadh (Arabie séoudite). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 102-103. Paris.

KIEKEN M. (1970). – Etude géologique de l'Algérois oriental. *Thèse Fac. Sciences Paris*, 4 vol. ronéot., 865 p., 231 fig., 19 pl. h.t. (inédit).

KIEKEN M. (1970). – Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Titteri, le Hodna et la partie occidentale des Biban (dépt. d'Alger). *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2), Sect. IV, 1, p. 45-76, 18 fig. Paris (Résumé de thèse de doctorat ès-Sciences naturelles), Paris.

KILIAN C. (1930). – Le Crétacé du versant nord du Massif central saharien. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 125. Paris.

KILIAN C. (1931). – De la genèse du Massif central saharien. *C.R. Acad. Sci.*, 192, p. 569-570. Paris.

KILIAN C. (1931). – Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 109-111. Paris.

KILIAN C. (1932). – De la région des Iraouen et de celle de Tin-Sig (Sahara central). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 98. Paris.

KILIAN C. (1945). – Expédition 1943 (Air et Ténéré). *Trav. Inst. Rech. Sahar.* 3, p. 73-86. Alger.

KILIAN C. et LANGLOIS X. (1938). – Sur la découverte d'un oursin d'âge Crétacé (moyen ou supérieur) dans l'Enneri Chelemma, aux confins Touareg Tebou septentrionaux du Sahara français. *C.R. Acad. Sci.*, 206, p. 1187-1188. Paris.

KING HUBBERT M. (1967). – Critique of the Principle of Uniformity. *Geol. Soc. Amer., special paper*, 89, *Symposium on the Principle of the Uniformity of Nature*, p. 3-33, Washington.

KLENOVA M. (1958). – Faciès marins actuels. *Eclogae. geol. helvetiae*, 51, 2, 5e *Congr. int. sédimentologie*, p. 523-533, 7 fig. Bâle.

KRUMBEIN W.C. (1952). – Principles of facies map interpretation. *Journ. Sed. Petrology*, 22, 4, p. 200-211, fig. 1-4. Tulsa.

KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1963). – Stratigraphy and Sedimentation (2e édition). 1 vol., 660 p., fig., San Francisco et Londres (W.H. Freeman et Cie).

LACOMBE H. (1969). – Entretien avec le professeur. *Medica*, n° 78, avril 1969, p. 2-19, 11 fig. Paris.

LAFFITTE R. (1937). – Répartition de la faune néritique au Cénomanien dans le bassin méditerranéen. *C.R. Soc. Biogéogr.*, 123, p. 56-59. Paris.

LAFFITTE R. (1939 a). – Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 9, p. 135-159, 1 pl., 8 fig. Paris.

LAFFITTE R. (1939 b). – Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), 15, p. 1-451, 26 fig., 33 pl. h.-t., 10 pl. photo. – Alger.

LAFFITTE R. (1947). – Faciès, épaisseur des sédiments et paléogéographie dans le Bas-Sahara pendant les temps secondaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 17, p. 213-216, 2 fig. Paris.

LAFFITTE R. (1949). – Sédimentation et orogénèse. *Ann. Hébert et Haug*, 7, *Livre Jubilaire Charles Jacob*, p. 239-259, Paris.

LAMBERT A. (1948). – Le Muschelkalk à faciès de calcaires vermiculés du secteur sud-oriental de la Kabylie des Babors (Algérie). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 221-223. Paris.

LAPPARENT A. de (1903). – Sur de nouveaux fossiles du Soudan. *C.R. Acad. Sci.*, 136, p. 1297-1298. Paris.

LAPPARENT A. de (1906). – Traité de Géologie. 5e édition.
I. Phénomènes actuels (p. 1-592).
II. Géologie proprement dite (p. 593-1288)
III. Géologie proprement dite (p. 1289-2015).
Paris (Masson et Cie, édit.).

LAPPARENT A.F. de (1947). – Stratigraphie et âge du Continental intercalaire dans le Gourrara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci.*, 225, p. 754-756. Paris.

LAPPARENT A.F. de (1948). – Mission géologique dans le Sahara algérien. *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, 5, p. 19-32. Alger.

LAPPARENT A.F. de (1951). – Découverte de Dinosauriens associés à une faune de Reptiles et de Poissons, dans le Crétacé inférieur de l'extrême Sud-tunisien. *C.R. Acad. Sci.*, 232, p. 1430-1432. Paris.

LAPPARENT A.F. de (1954). – Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie, la paléontologie et la tectonique des "Grès de Nubie" du Sahara central. *C.R. XIXe Congr. géol. int. Alger*, 1952, 21, (A.S.G.A.), p. 113-127. Alger.

LAPPARENT A.F. de (1954). – Stratigraphie du Trias de la Jeffara (Extrême-Sud tunisien et Tripolitaine). *C.R. XIXe Congr. géol. int.*, 21, p. 129-134. Alger.

LAPPARENT A.F. de (1960). – Les Dinosauriens du "Continental intercalaire" du Sahara central. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (n.s.), 39, 88 A, 57 p., 12 fig., Pl. 1 à XI. Paris.

LAPPARENT A.F. de et BASSE E. (1948). – Précisions stratigraphiques sur le Crétacé de la Hamada de Tinrhert (Sahara). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord.*, 39, 7-8, p. 138-141, Paris.

Source : MNHN, Paris

LAPPARENT A.F. de, CLARACQ P. et NOUGARÈDE F. (1958). – Nouvelles découvertes de Vertébrés dans les séries continentales au Nord d'Edjeleh (Sahara central). *C.R. Acad. Sci.*, 247, p. 2399-2402, Paris.

LARTET L. (1869). – Essai sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisinantes. *Bibliothèque de l'école des Hautes Études des Sciences naturelles*, t. II, Paris (Masson).

LAUNAY de L. (1913). – Traité de Métallogénie – Gîtes minéraux et métallifères – Tome I. 1 vol., 855 p., 29 fig. Paris (Librairie Polytechnique Ch. Béranger).

LECLAIRE L. (1968). – Sur la présence et la mise en place de lits sableux dans le bassin de sédimentation algéro-baléare. Analogie avec les passées gréseuses des marnes bleues néogènes du bassin de la Mitidja. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 135-136, Paris.

LECOINTRE G. (1959). – Le Turonien dans sa région-type : la Touraine. *C.R. du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des départements (Dijon, 1959), Colloque sur le Crétacé supérieur français*, p. 415-423, 4 fig. Paris.

LEFRANC J.-Ph. (1952). – Des couches à bois fossiles tertiaires du Tinrhert occidental et de Bel Guebbour (Sahara central). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, p. 253-254, Paris.

LEFRANC J.-Ph. (1959). – Existence, au Fezzan nord-occidental (Libye), de lacunes et discordances dans les séries du Continental intercalaire. *C.R. Acad. Sci.*, 249, p. 2345-2347, Paris.

LEFRANC J.-Ph. (1963). – Morphologie, stratigraphie, structure et paléogéographie des formations continentales intercalaires du Fezzan nord-occidental (Libye). *Thèse Université, Paris*, 257 p. ronéotyp., 32 fig., 8 pl. h.t.

LEFRANC J.-Ph. (1964). – Grandes lignes structurales du Sahara central au Nord des Pays prétassiliens : le bassin des Chaambas à l'aurore des temps secondaires. *C.R. Acad. Sci.*, 258, p. 971-973, Paris.

LEFRANC J.-Ph. (1966). – Les meulières sénoniennes et les horizons les plus élevés du Tademaït au Nord d'In-Salah (Sahara central). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 101-103, 1 fig. Paris.

LEHMAN J.-P. (1957). – Les Stégocéphales sahariens. *C.R. Acad. Sci.*, 245, p. 551-552, Paris.

LEHMAN J.-P. (1957). – Les Stégocéphales sahariens. *Ann. Paléont.*, 53, p. 139-146, 1 fig., 3 pl., Paris.

LEHMAN J.P. (1967). – Les progrès récents de la paléontologie des Vertébrés du Trias au Sud de la Méditerranée. *Israël J. of Zool.*, 14, p. 173-184, Jerusalem.

LELUBRE M. (1952). – Conditions structurales et formes de relief. *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, 8, p. 189-238, Paris.

LEMOINE P. (1911). – Géologie du Bassin de Paris. 1 vol., 408 p., 136 fig., 9 pl. h.t. Paris (Hermann, édit.).

LOMBARD A. (1956). – Géologie sédimentaire. Les séries marines. 1 vol., 723 pages, 180 fig., 13 pl. h.t. Paris (Masson).

LEVORSEN A.I. (1954). – Les Paléocartes – B.R.P. Comité géol. (Extrait des recommandations générales formulées par A.I. Levorsen).

LUCAS G. (1942). – Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar-Rouban et du Sidi-el-Abed (frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*,(2), 16, vol., 539 p., 131 fig., 1 atlas, 34 pl. h.-t. Alger.

LUCAS G. (1952). – Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *XIX^e Congr. géol. int. Alger 1952, Monogr. région.*, (1), **21**, 139 p., 59 fig. Alger.

MAC DOUGALL J.D.S. et PRENTICE T.E. (1964). – Sedimentary environments of the weald clay of south eastern England. *Proc. 6th intern. sedim. Congr. Developments in sedimentology, 1*, p. 257-263. Amsterdam (Elsevier).

Mc KEE *et al.* (1956). – Paleotectonic Maps – Jurassic System. *US Geological Survey*, 9 pl. h.t. Washington.

Mc LAREN D.J. (1959). – The role of fossils in defining rock units with examples from the Devonian of Western and Arctic Canada. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 734-751, 7 fig.

MAGNIER Ph. (1963). – Etude stratigraphique dans le Gebel Nefousa et le Gebel Garian (Tripolitaine, Libye). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5, p. 89-94, 2 fig. Paris.

MANGIN I. Ph. (1964). – La séquence-unité et les séries sédimentaires. *Proc. 6th intern. sediment. Congr.*, 1963, *Developments in sedimentology*, 1, p. 269-274. Amsterdam (Elsevier).

MANGIN J.Ph. (1968). – Discussion à la note de P. Freytet : Quelques observations sur la plage des Amiaux (prés de Saint-Jean de Monts, Vendée) ; Mélanges de faunes autochtones et allochtones ; accumulations de coprolithes en milieu sableux. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2e), Sect. IV, 4, p. 45. Paris.

MATHIEU G. (1949). – Contribution à l'étude des Monts Troglodytes dans l'Extrême-Sud tunisien. Géologie régionale des environs de Matmata, Médenine et Foum-Tatahouine. *Ann. Mines et Géol.*, (1), 4, 70 p., 3 pl., 1 carte géol., 6 dépl. Tunis.

MENCHIKOFF N. (1957). – Les grandes lignes de la géologie saharienne. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), 1, p. 37-45, 1 fig. Paris.

MILLOT G. (1950). – Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. Appl. et Prosp. min.*, 21, 2-4, 20 fig., 7 pl. h.t. Nancy.

MILLOT G. (1964). – Géologie des argiles. 1 vol., 499p., 75 fig., Paris (Masson).

MONCIARDINI C. (1966). – La sédimentation éocène au Sénégal. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 43, 68 p., 9 fig., 16 pl., Paris.

MONOD Th. (1965). – Contribution à l'établissement d'une liste d'accidents circulaires d'origine météoritique (reconnue, possible ou supposée), crypto-explosive, etc. *Catalogues et documents*,18, 93 p., 1 pl. h.-t. Dakar (Inst. fr. d'Afr. Noire).

MONTY C. L.V. (1968). – D'Orbigny's concepts of stage and zone. *Journ. of Paleont.*, 42, 3, p. 689-701.

MOODY J.D. (1966). – Geosemantics. Letters to the Editor. *Geotimes*, p. 8.

MOUTERDE R., RUGET Chr. et CALOO B. (1970). – Les limites d'étages : examen du problème de la limite Aalénien-Bajocien. *Colloque sur les méthodes et les tendances de la stratigraphie*. Orsay, 17 pages (pré-tirage).

NEEV D. et EMERY K.O. (1967). – The Dead Sea – Depositional processes and environments of evaporites. *Geol. Surv.*, **41**, p. 4-147, 59 fig., 50 tabl. Jerusalem.

NIINO H. et EMERY K.O. (1961). – Sediments of shallow portions of East China sea and South China sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, p. 731-762, 21 fig. Washington.

OCHSENIUS C. (1877). – Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlangensalze, 1 vol., 172 p., Halle. (C.E.M. Pfeffer).

OLSON H.S. (1970). – Tidal amplitudes in geological history. *Trans. New-York Acad. Sci.*, 32, 2, p. 220-233, 4 fig., 2 tabl. New-York.

OMALIUS d'HALLOY (d') (1828). – Mémoires pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines. 1 vol., 307 p., Namur (G. Gérard, édit.).

ORBIGNY A. d' (1850). – Introduction au Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés (1e volume). 1 vol., 394 p., Paris (Masson, édit.).

Source : MNHN, Paris

OTTMANN F. (1968). – L'étude des problèmes estuariens. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), 10, 4, p. 329-353, 13 fig. Paris.

PAREYN C. (1961). – Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. 1 vol., 325 p., 180 fig. *Publ. C.R.Z.A., Géologie*, 1, Paris (C.N.R.S. édit.).

PASSEGA R. (1957). – Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 9, p. 1952-1984, 17 fig. Tulsa.

PASSEGA R. (1962). – Problem of comparing ancient with recent sedimentary deposit. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 46, 1, p. 114-124, 3 fig., 1 pl., 1 tabl. Tulsa.

PASSEGA R. (1963). – Analyse granulométrique, outil géologique pratique. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 18, 11, *(Communications 1er Symposium saharien, Tripoli, Avril 1963)*, p. 1489-1499, 7 fig. Paris (Edit. Technip).

PERON A. (1883). – Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. *Ann. Sciences géol.*, 14, 4, p. 202, fig. Paris.

PERON A. (1883). – Essai d'une description géologique de l'Algérie. *Ann. Sci. géol.*, 19, 4, 199 p.

PERRIAUX J. (1961). – Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 18, 236 p., 27 fig., 10 pl. h.t., Strasbourg.

PERRODON A. (1966). – Géologie du Pétuole. 1 vol., 440 p., 183 fig., Paris (P.U.F.).

PERVINQUIERE L. (1903). – Étude géologique de la Tunisie centrale. 1 vol., 359 p., 42 fig., 36 photos, 3 pl. h.-t. Paris (F.R. de Rudeval, éd.).

PERVINQUIERE L. (1912). – Sur la géologie de l'Extrême Sud-tunisien et de la Tripolitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 12, p. 143-193, 18 fig., 2 pl., 1 carte géol. au 3 000 000e. Paris.

PHILLIPS Petroleum Co France (1961). – Rapport de fin de sondage EA.2 *(inédit)*.

PHLEGER Fred. (1968). – A modern evaporite deposit in Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 53, 4, p. 824-829, 3 fig., 1 tabl. Tulsa.

PIMIENTA J. (1958). – Les deltas intermittents (existence d'un paléo-delta de l'Amazone). *Eclogae geologicae helvetiae*, 51, 3, *5e Congr. intern. Sedimentol.*, p. 551-561, 4 fig. Bâle.

POMEROL Ch. (1964). – Origine et conditions de sédimentation des dépôts sableux et argileux dans le Golfe bartonien du Bassin de Paris. *Proc. 6th Intern. Congr. Sedimentol., Developments in Sedimentology*, I, p. 323-329, 3 fig. Amsterdam (Elsevier).

POWERS R.N., RAMIREZ L.F., REDMOND C.D. et ELBERG E.L. Jr. (1966). – Geology of the Arabian Peninsula. *Geol. Survey. Prof. paper.* 560-D, 1 vol., 147 pl., 14 fig., 10 pl. h.t. Washington.

PRUVOST P. (1930). – Sédimentation et subsidence. *Livre jubilaire Soc. géol. Fr.*, 2, p. 545-564, 7 fig., Paris.

PRUVOST P., ROCH E. et SATO T. (1961). – Le concept de cycle sédimentaire : Retouches et compléments. *C.R. Acad. Sci.*, 253, p. 1742-1744, Paris.

RADIER H. (1953). – Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du détroit soudanais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 3, p. 677-695, 3 fig. Paris.

RADIER H. (1959). – Le Précambrien saharien du Sud de l'Adrar des Iforas – II – Le Bassin de Gao – Crétacé et Tertiaire, contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.). *Thèse Fac. Sciences Strasbourg*, 2 vol., 533 p., 33 fig., 33 tabl., 16 pl., 4 cartes h.-t. au 500 000e. Dakar (Grande Imprimerie africaine).

RAINWATER E.H. (1966). – The geological importance of deltas. p. 1-25, 9 fig., *in* Deltas in their geologic framework. *Houston Geological Society.* (M. Lou Shirley ed.).

REYMENT A. (1969). – L'histoire crétacée du bassin sédimentaire côtier nigérian. *5e Coll. de géologie africaine* Clermont-Ferrand, *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, 41, 19, *Géol. et Min.*, p. 10-13.

REYRE D. (1966). – Particularités géologiques des bassins côtiers de l'Ouest africain. Essai de récapitulation. *Assoc. Serv. Géol. africains. Symposium, New-Dehli* (1964). p. 253-304, 14 fig., Paris.

REYRE Y. (1970). – Palynologie du Mésozoïque saharien – Traitement des données par l'informatique et applications à la stratigraphie et à la sédimentologie. *Thèse Fac. Sciences* Paris. 2 vol. ronéot., 385 p., 45 fig., 49 pl. h.t. (inédit).

RICHTER Ph. (1970). – Position, Conditions de dépôt et Evolution paléogéographique du Trias saharien. *Communication orale Soc. géol. Fr., Séance spécialisée sur le Sahara* (4 mai 1970). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 142, Paris.

RICHTER-BERNBURG G. (1953). – Über salinare sedimentation. *Z. dtsch. geol. Ges.*, 105, p. 593-615, 30 fig., Hanovre.

RICOUR J. (1963). – Discussion suivant l'exposé de J. Lucas : Sédimentologie. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 15, *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier*, 1961, p. 588-589, Paris.

RICOUR J. (1964). – La genèse des niveaux salifères. Cas du Trias français. *Association Sédiment. Français, Groupe E, C.R. réunion*, p. 3-19 (inédit).

ROBAUX A. et CHOUBERT G. (1941 ?). – Notice sur la carte géologique et hydrogéologique provisoire de la Tunisie – Feuille de *Foum-Tatahouine* au 1/200 000. *Dir. des trav. publ.*, 71 p. Tunis.

ROBAUX A., CHOUBERT G., FLANDRIN J. et DROSDOFF A. (1941). – Notice sur la Carte géologique et hydrogéologique provisoire de la Tunisie. Feuilles Dehibat et Djeneien au 1/200 000. *Dir. des Trav. publ.*, 57 p. Tunis.

RODGERS J. (1959). – The meaning of correlation. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, 684-691, 1 fig.

ROLLAND G. (1881). – Sur le terrain crétacé du Sahara septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 299-300. Paris.

ROLLAND G. (1890). – Géologie du Sahara algérien, et aperçu géologique sur le Sahara de l'Océan Atlantique à la Mer Rouge – *in : Documents relatifs à la Mission dirigée au Sud de l'Algérie par M. Choisy*, 2 vol., 275 p., 13 fig., 32 pl. h.t. Paris (Imprimerie Nationale).

SALVAN H.M. (1968). – L'évolution du problème des évaporites et ses conséquences sur l'interprétation des gisements marocains. *Mines et Géologie*, 27, p. 5-30. Rabat.

SAUVAN P. (1968). – Traitement de données lithologiques synthétiques en vue du tracé de cartes de faciès. *Publ. Inst. fr. Pétrole – (Collect. Colloques et Séminaires – 7 – Les Ordinateurs en géologie pétrolière et dans les études de production)*, p. 129-131. Paris (Ed. Technip).

SAVORNIN J. (1920). – Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. 1 vol., 500 p., 93 fig., 2 pl. h.-t. Alger (J. Carbonel, éd.).

SAVORNIN J. (1930). – Les territoires du Sud de l'Algérie. Esquisse géologique et hydrogéologique. *Publ. Gouv. gén. de l'Algérie*, Commissariat gén. du Centenaire, 1 vol., 67 p., 6 pl., h.-t., 1 carte h.-t. Alger.

SAVORNIN J. (1931). – La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830. 1 vol., 395 p., 4 tabl., 21 pl. h.-t., 2 cartes h.-t., Alger (J. Carbonel, éd.).

SAVORNIN J. (1942). – Le Sahara dans son cadre géologique. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 1, p. 17-45, 3 pl. h.-t. Alger.

Source : MNHN, Paris

SAVDRNIN J. (1947). – Le plus grand appareil hydraulique du Sahara (nappe artésienne dite de l'Albien). *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, 4, p. 25-67. Alger.

SAVDRNIN J. (1950). – Le Bas-Sahara (l'appareil artésien le plus simple du Sahara). *Trav. Inst. Rech. Sahar.*, 6, p. 45-61, 1 pl. h.-t. Alger.

SCHNEEGANS D. (1943). – Invertébrés du Crétacé supérieur du Damergou (Territoire du Niger) avec une note sur les Echinides de la Marma, par J. Lambert. *Bull. Dir. Mines.* 7, p. 91-150, 18 fig., 8 pl. h.-t. Dakar.

SERDNIE-VIVIEN M. (1959). – Les localités-types du Sénonien dans les environs de Cognac et de Barbezieux (Charente). *C.R. du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des départements* (Dijon 1959). *Colloque sur le Crétacé supérieur français*, p. 579-589, 2 fig., Paris.

SERVICES GEOLOGIQUES DE C.F.P. (A.) et S.N.R.E.P.Al. (Compagnie Française des Pétroles d'Algérie et Société Nationale de Recherches et d'Exploitation des Pétroles en Algérie) (1963). – Partie septentrionale du Nord-Sahara. *In* "Aperçus sur les progrès de la géologie saharienne" (Bulletin spécial à la mémoire de Jacques Follot), *A.F.T.P.*, p. 41-49. Paris.

SHEPARD F.P. (1964). – Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments. *Proc. 6th Intern. Congr. Sedimentol., Developments in sedimentology*, 1, p. 1-25, 14 fig., Amsterdam (Elsevier).

SLOSS L.L. (1953). – The significance of evaporites – *Jour. Sediment. Petrol.*, 23, 3, p. 143-161, 8 fig., Tulsa.

SLOSS L.L. (1969). – Evaporite deposition from layered solutions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 53, 4, p. 776-789, Tulsa.

SLOSS L.L., DAPPLES E.C. and KRUMBEIN W.C. (1960). – Lithofacies maps. An atlas of the United States and Southern Canada. 1 vol., 102 p., 4 fig., 153 cartes. New York, Londres (John Wiley and sons, inc.).

S.E.R.E.P.T. (QUOIX J., CLARET J., DURIX G., PRESTAT) (1955). – Etude stratigraphique du Sud-tunisien. *Rapport géologique* 7,3 39 p., 2 pl., photos, 18 pl. h.-t. Tunis (inédit).

S.E.R.E.P.T. (CLARET J., DES LIGNERIS G., QUDIX J.) (1956). – Etude stratigraphique du Sud-tunisien (suite). *Rapport géologique* 75, 50 p. Tunis.

SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE (1896). – Réunion extraordinaire en Algérie du mercredi 7 octobre au mardi 27 octobre 1896. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 24, p. 917-1185, 2 pl. Paris.

S.N.R.E.P.Al. (Société Nationale de Recherches et d'Exploitation des Pétroles en Algérie) (1952). – Régions sud-telliennes et Atlas saharien. *XIX^e Congr. Géol. int. Alger. 1952. Monogr. région.* (1), Algérie, 20, 42 p., 3 fig., 7 pl. h.-t. Alger.

S.N.R.E.P.Al. (1960). – Situation des recherches fin 1959 – Conseil géologique. *Rapport inédit.*

SDLIGNAC M. et BERKALDFF E. (1933 ?) – Carte géologique provisoire de la Tunisie. Feuille de Médenine au 200 000^e. *Dir. des Trav. publ.* Tunis.

SDNDER R.A. (1946). – Profondeur marine et faciés lithologique. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 39, 2, p. 260-263. Bâle.

STEWART R., PILKEY D. et NELSDN B.W. (1965). – Sediments of the Northern arabian sea. *Marine Geology*, 3, 6, p. 411-427, 6 fig. Amsterdam (Elsevier).

STOREY T.P. et PAUTERSDN J.R. (1959). – Stratigraphy – Traditional and modern concepts. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 707-721, 6 fig. Amsterdam (Elsevier).

SUBBA RAD M. (1964). – Some aspects of continental shelf sediments off the east coast of India. *Marine Geology*, 1, p. 59-87, 17 fig., 1 tabl. Amsterdam (Elsevier).

TAQUET Ph. (1967). – Découvertes paléontologiques récentes dans le Nord du Niger – *Colloque intern. C.N.R.S.*, n° 163, Paris 1966 : *Problèmes actuels de Paléontologie*, p. 415-418, 2 fig. Paris.

TINTANT H. (1970). – La conception biologique de l'espèce et son application en stratigraphie. *Colloque sur les Méthodes et les Tendances de la Stratigraphie*, 13 p., 4 fig. Orsay.

TOURET J. (1969). – Le principe des "causes actuelles" à l'ère précambrienne. *Thèse Fac. Sci. Nancy*, 12 p., 6 fig., (inédit).

TREMOLIERES P. (1969). – Contribution à l'étude géologique de la région d'Aïn-Rich (Algérie). *Diplôme Et. Sup. Fac. Sciences Paris*, 103 p. ronéot., 27 pl. h.-t. (inédit).

URBAIN P. (1959). – Les roches sédimentaires in La Terre. p. 761-854, 28 fig. Paris (Gallimard, Encyclopédie de la Pléiade).

VATDNNE F. (1863). – Mission à Ghadamès.

VILLE L. (1872). – Exploration géologique du Mzab, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger, 1 vol., 540 p., 162 fig., 8 pl. Paris (Imprimerie Nationale).

WEGMANN E. (1950). – Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement dans les sédiments. *XVIII^e Congr. Géol. Int., Londres 1948, Part. 4, Sect. C, Rhythm in sedimentation.* p. 94-99. Londres.

WHEELER H.E. et al. (1950). – Stratigraphic classification. *Bull. Amer Assoc. Petrol. Geol.*, 34, 12, p. 2361-2365. Tulsa.

WHEELER H.E. (1959). – Stratigraphic Units in space and time. *Amer. Journ. of Sci.*, 257, p. 692-706, 1 fig. Amsterdam (Elsevier).

WILSON J.A. (1959). – Stratigraphic concepts in vertebrate paleontology. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 770-778. Amsterdam (Elsevier).

WURSTER P. (1964). – Delta sedimentation in the german Keuper basin. *Proc. 6th intern. Congr. Sedimentol. Developments in Sedimentology*, 1, p. 436-446, 8 fig., Amsterdam (Elsevier).

YAPAUDIAN L. (1970). – Une approche actualiste en Géologie sédimentaire. *Preprint Colloque sur les Méthodes et les Tendances de la stratierraphie. Orsay.*

YDUNG K. (1959). – Technics of Mollusc zonation in Texas Cretaceous. *Amer. Jour. of Sci.*, 257, p. 752-769.

ZENKEVICH L.A. (1957). – Caspial and Aral Seas, *in* Treatise on Marine ecology and paleocology, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67, p. 891-916, 6 fig., 19 tabl. Washington.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

TABLE DES FIGURES

Pages

Fig. I.1. – Situation du bassin mésozoïque saharien étudié par rapport aux principales unités structurales de la Berbérie et d'une partie de la plateforme saharienne. 12-13

Fig. I.2. – Carte au 4 000 000e de la région étudiée avec localisation des principaux points cités dans le texte (coordonnées numériques et littérales). 14-15

Fig. I.3. – Signification des principaux figurés lithologiques employés. 15

Fig. II.1. – Reproduction de la coupe du Crétacé supérieur de la carte géologique Fort-Flatters (Tinrhert oriental). 20

Fig. II.2. – Diffractogrammes de quatre échantillons de marnes turoniennes de la coupe Gara-Brune (Nord d'Ohanet) avec position des échantillons sur une coupe schématique. 22

Fig. II.3. – Dessin d'après une photographie de la partie méridionale de la falaise de la Reculée (formation de Zarzaïtine). 24

Fig. II.4. – Grès de Zarzaïtine (Trias supérieur) ; 2 coupes successives (distantes de 3 km environ) relevées sur la falaise orientale de la Reculée (Sud du Tinrhert). 26

Fig. II.5. – Vue panoramique du Nord-Est vers la vallée de l'oued Tatahouine et les régions qui l'encadrent (passage de faciès de Chafiet-ech-Chaba). 27

Fig. II.6. – Coupe du Turonien et des terrains encaissants dans le sondage de Tamadenet 1. 28

Fig. II.7. – Exemple de log hectométrique dans le Crétacé supérieur d'un puits du Sahara algérien. 31

Fig. II.8. – Coupe du Cénomanien au Sénonien lagunaire (p.p.) d'un puits de la région d'Hassi-Messaoud (Onm.75) avec diagramme d'avancement, log lithologique, latérolog, gamma-ray, neutron, sonique. 33

Fig. II.9. – Coupes du Turonien dans deux forages du Sud du Gassi-Touil (AIN.2 et RN.6) et aux Gour-ben-Houllet (hamada de Tinrhert) montrant la transcription sur diagraphies de l'évolution de la sédimentation. 34

Fig. III.1. – Coupe du Crétacé moyen de la Province centrale (région d'Hassi-Dorbane Sd.1, Hassi-Messaoud, Hassi-Lella) mettant en évidence la présence dans chaque forage d'une passée résistante, remarquable sur diagraphies. 39

Fig. III.2. – Evolution de la nature lithologique et du comportement en résistivité de la barre aptienne depuis le Grand Erg oriental jusqu'à la hamada de Tinrhert. 40

Fig.III.3. – Obliquité des corrélations lithologiques par rapport aux corrélations par diagraphies dans le Sud-Est de la hamada de Tinrhert, entre le Crétacé inférieur et les calcaires du Cénomanien supérieur. 42

Fig. III.4. – Coupe du Cénomanien au Sénonien lagunaire dans la région d'Hassi-Messaoud : position d'un banc d'anhydrite par rapport aux corrélations déduites des latérologs. 43

Fig. III.5. – Les rapports de la craie "turonienne", de l'Anhydrite inférieure et du Salifère ("Sénonien lagunaire") sur un bloc-diagramme du champ d'Hassi-Messaoud : importance et généralité des passages de faciès. 45

Fig. III.6. – Coupes d'une partie de la série jurassique dans trois puits du Gassi-Touil (GTE.2, Tou.3, HCW.1). La considération des diagraphies permet d'imputer à un passage de faciès les anomalies interprétées jusqu'alors par une discordance. 47

Fig. III.7. – Coupe dans le Nord-Ouest de la plateforme saharienne (passant par Af.4, Ab.2, Ae.1, Aj.1, et Ah.1) : transgression du Mésozoïque (jusqu'au Lias-Dogger inférieur) sur le substratum paléozoïque. 49

Fig. III.8. – Carte de la transgression mésozoïque sur le substratum paléozoïque couvrant un secteur du Nord-Ouest du domaine saharien étudié. 50

Fig. IV.1. – Attributions stratigraphiques successives de la série jurassique du Sud-tunisien. 58

Fig. IV.2. – Interprétation divergente de deux colonnes lithologiques, représentant la même succession stratigraphique, cartographiée par des géologues différents dans des secteurs adjacents. 62

Fig. IV.3. – Dénomination de l'horizon B (Lias-Dogger inférieur) suivant les principes de la stratigraphie divisée. 65

Fig. IV.4. – Carte en isopaques de l'horizon B, avec représentation des composants lithologiques. 67

Fig. IV.5. – Dénomination de la barre aptienne, suivant les principes de la stratigraphie divisée. 68

Fig. IV.6. – Reproduction d'une partie de la colonne lithologique des séries de la hamada de Tinrhert, du Trias au sommet du Crétacé inférieur (d'après la carte géologique au 500 000e Fort-Flatters 1964). 74

Fig. IV.7. – Reproduction d'une colonne lithologique des séries du Jurassique et du Crétacé inférieur de Djeffara tripolitaine avec indications lithostratigraphiques – et parfois stratigraphiques – d'un certain nombre d'auteurs différents. 75

Source : MNHN, Paris

Fig. IV.8. – Deux exemples de tableaux de cotes avec, pour chaque forage, les attributions des sociétés opératrices et les unités et corrélations proposées par l'auteur. 77

Fig. IV.9. – Comparaison des coupes du Crétacé moyen-supérieur de Foum-el-Argoub (Tebaga de Kebili) et du Tebaga de Medenine. 79

Fig. IV.10. – Comparaison de la formation lithostratigraphique du *Satna d'Ouargla* et des unités retenues dans la description du Mésozoïque saharien. 81

Fig. IV.11. – Echelle de l'ensemble des terrains mésozoïques adoptée dans une partie de la Province centrale : succession d'unités lithologiques pures, d'unités parastratigraphiques, d'unités stratigraphiques. 84

Fig. V.1. – Epaisseur de l'argile au sein du "Turonien" : valeurs isolithes et courbes d'isopourcentages. 91

Fig. V.2. – Carte du sel gemme au sein de l'ensemble Anhydrite inférieure + Salifère : valeurs isolithes, courbes et zones d'isopourcentages. 92

Fig. V.3. – Carte des grès du Trias : courbes isolithes et courbes d'isopourcentages. 93

Fig. V.4. – Carte de l'anhydrite et du gypse au sein du Trias : courbes isolithes et d'isopourcentages. 94

Fig. V.5. – Carte du sel gemme du Trias en courbes d'isopourcentages. 95

Fig. V.6. – Carte du rapport calcaire/dolomie dans le Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien. 97

Fig. V.7. – Triangle de lithofaciès : répartition des constituants A, B et C d'un intervalle stratigraphique. 98

Fig. V.8. – Découpage du triangle standard. 99

Fig. V.9. – Quelques exemples de triangles de lithofaciès réalisés dans l'étude du Mésozoïque saharien. 100

Fig. V.10. – Le tétraèdre de faciès. 101

Fig. V.11. – Tableau de répartition des coupes en fonction de la composition lithologique globale du Lias-Dogger inférieur. 102

Fig. V.12. – Tétraèdre servant de légende à la carte de faciès du Lias-Dogger inférieur. 102

Fig. V.13. – Principales lignes d'isofaciès du Bathonien tracées sur la carte d'après les valeurs numériques se rapportant à chaque sondage. 104

Fig. V.14. – Triangles de faciès du Bathonien. 105

Fig. V.15. – Tétraèdre directement déduit des deux triangles de faciès du Bathonien. 106

Fig. V.16. – Les volumes élémentaires du tétraèdre du Bathonien, avec indication des coupes correspondantes dans chacun des volumes. 107

Fig. V.17. – Les mêmes volumes élémentaires du tétraèdre éclaté, habillés de figurés lithologiques correspondant à ceux de la carte (faciès du Bathonien). 108

Fig. V.18. – Bloc-diagramme double représentant la principale discordance crétacée du Sud-tunisien et du Nord de la Tripolitaine. 112

Fig. VI.1. – Carte géologique du substratum des séries mésozoïques et carte de la transgression mésozoïque. 118-119

Fig. VII.1. – Coupe schématique Nord-Sud du Trias gréseux et du Salifère principal. 123

Fig. VII.2. – Bloc-diagramme de la région d'Hassi-R'mel et de ses abords : rapports entre la répartition des premiers dépôts triasiques et la disposition et la nature du matériel paléozoïque sous-jacent. 124

Fig. VII.3. – Bloc-diagramme de la partie centrale et occidentale de la structure d'Hassi-Messaoud : intervention de facteurs topographiques locaux dans la répartition des coulées andésitiques et relation entre ces facteurs topographiques et la nature et la disposition des couches paléozoïques. 125

Fig. VII.4. – Coupe dans le Trias gréseux de la plateforme saharienne depuis l'extrême-Nord (région d'Hassi-R'mel) jusqu'à la hamada de Tinrhert (échelle verticale 1/5000). 126-127

Fig. VII.5. – Bloc-diagramme de la région d'Hassi-Messaoud : épaisseur et composition du Trias gréseux *s.s.* 131

Fig. VII.6. – Coupes du Trias du Nord du Gassi-Touil : équivalence latérale entre l'argilo-gréseux supérieur (Nz.N.1) et les évaporites infra-d2 (FM.2). 136

Fig. VII.7. – Carte en isopaques des grès de Zarzaïtine établie à l'aide des forages du Sud-Est de la hamada de Tinrhert. 141

Fig. VII.8. – Coupe des grès de Zarzaïtine allant de la région d'Ohanet jusqu'à Tiderer, à proximité des affleurements. 142

Fig. VII.9. – Carte schématique en isopaques des grès inférieurs (ou grès à Stégocéphales). 143

Fig. VII.10. – Carte du Trias gréseux avec limites d'extension et de définition, courbes d'isopaques et représentation schématisée du pourcentage d'éléments détritiques. 147

Fig. VII.11. – Coupe schématique de l'ensemble d2-a2. 150

Fig. VII.12. – Carte schématique d'extension et d'épaisseur de l'horizon dolomitique d2. 151

Fig. VII.13. – Coupe du banc à anhydrite à la partie supérieure du sel massif depuis ZB. 1 (confins tunisiens) jusqu'à Mf. 101 (Sud du Gassi-Touil). 152

Fig. VII.14. – Coupe de l'intervalle a2-B depuis le Nord de la région des Daïas jusqu'au Nord du Gassi-Touil par Touggourt, Gueddich, Hassi-Messaoud et El-Gassi. 154-155

Source : MNHN, Paris

Fig. VII.15. – Bloc-diagramme de l'intervalle a2-B avec carte en isopaques et en isofaciès et coupe schématique. 156-157

Fig. VII.16. – Carte du Salifère principal avec courbes d'isopaques et représentation schématisée des faciès. 159

Fig. VII.17. – Coupe schématique des terrains triasiques et liasiques *p.p.* (sous l'horizon B), depuis le Sud du Mzab jusqu'à la Djeffara tunisienne et la Méditerranée. 160

Fig. VII.18. – Représentation simplifiée et schématique des faciès dominants ou remarquables du "Trias" en Berbérie et sur la plateforme saharienne. 162

Fig. VIII.1. – Carte en isopaques d'une partie des formations jurassiques sahariennes (entre le mur de l'horizon B et le repère E 8), au 10 000 000e. 166

Fig. VIII.2. – Carte du Lias-Dogger inférieur avec courbes isopaques et représentation des faciès. 168

Fig. VIII.3. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées dans l'étude du Lias-Dogger inférieur (avec situation des coupes). 169

Fig. VIII.4. – Coupes du Lias-Dogger inférieur depuis le Nord du Sahara algérien (Lg.1) jusqu'au Sud du Gassi-Touil, aux confins du Tinrhert (Ra.1). 170-171

Fig. VIII.5. – Evolution de la série mésozoïque infra-crétacée depuis Had.1 (Grand Erg oriental) jusqu'aux affleurements du Sud-tunisien, par Sn.1. 174

Fig. VIII.6. – Evolution de la série mésozoïque (principalement infra-cénomanienne) depuis Had. 1 (Sud du Zemoul-el-Akbar) jusqu'au Sud du Tinrhert et aux affleurements des régions d'In-Akhamil, de Taouratine et de Zarzaïtine. 176-177

Fig. VIII.7. – Carte du Bathonien avec isopaques et représentation des faciès. 179

Fig. VIII.8. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées dans l'étude du Bathonien (avec situation des coupes). 180

Fig. VIII.9. – Coupes du Bathonien : coupe A allant des confins tunisiens (ZB.1) jusque dans le Gassi-Touil (Mf. 101) ; coupe B depuis la Province septentrionale (NL1) jusqu'au Grand Erg occidental (Gem.1). 184-185

Fig. VIII.10. – Carte d'implantation des différentes provinces et sous-provinces distinguées au cours de l'étude du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien (avec situation des coupes). 187

Fig. VIII.11. – Carte du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien avec isopaques et représentation des faciès. 188

Fig. VIII.12. – Coupes du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien : coupe A allant du Nord de la province septentrionale jusqu'au Grand Erg occidental ; coupe B depuis le Sud-tunisien et ses confins algériens (To.1) jusqu'au Sud du Gassi-Touil. 190-191

Fig. VIII.13. – Carte en isolithes et isopourcentages des carbonates du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien. 193

Fig. VIII.14. – Carte d'implantation des provinces distinguées dans l'étude du Jurassique supérieur-Néocomien (avec situation des coupes). 199

Fig. VIII.15. – Carte du Jurassique supérieur-Néocomien : isopaques et représentation des faciès. 200

Fig. VIII.16. – Coupes du Jurassique supérieur-Néocomien : coupe A du Nord de la plateforme saharienne à la région d'Hassi-Messaoud et à la haute vallée de l'Oued-Mya ; coupe B depuis le Sud-tunisien jusqu'à la hamada de Tinrhert. 202-203

Fig. IX.1. – Carte en isopaques du "Barrémien". 216

Fig. IX.2. – Carte d'extension résiduelle du Barrémien gréseux sur la plateforme saharienne et les parties algérienne et tunisienne de la Berbérie ; comparaison avec trois grands deltas actuels. 218

Fig. X.1. – Carte de la "barre aptienne" (Aptien supérieur) : isopaques et zones d'isopourcentages des carbonates. 228

Fig. XI.1. – Bloc-diagramme double illustrant la disposition des terrains, au-dessus et au-dessous de la discordance de l'Albien (Albo-Aptien localement) dans le Gassi-Touil et les provinces périphériques. 232-233

Fig. XI.2. – Schéma de la disposition des faciès gréseux et carbonatés de l'Albien, en coupe et en carte perspective. 234

Fig. XI.3. – Carte de l'Albien gréseux : courbes isopaques et répartition en isopourcentages des éléments clastiques. 236

Fig. XI.4. – Carte de l'Albo-Vraconien : isopaques et répartition en isopourcentages des carbonates. 238

Fig. XI.5. – Carte de l'Albien (Albien gréseux + Albo-Vraconien) : isopaques et représentation des faciès. 241

Fig. XI.6. – Carte d'extension et d'épaisseur de l'Albien gréseux sur la plateforme saharienne et la Berbérie ; comparaison avec trois grands deltas actuels. 244

Fig. XII.1. – Montée du *front* des apports détritiques dans le Crétacé moyen, depuis le bassin constantino-tunisien (djebel-Onk) jusqu'au dj. Guehhad. 248-249

Fig. XII.2. – Disposition des faciès et des épaisseurs du Crétacé inférieur, du Cénomanien et du Turonien contre les môles paléozoïques de la région de Chebka-Tinrhert – Djebel-el-Akhal et d'Oued-Melah. 251

Fig. XII.3. – Disposition des faciès et des épaisseurs du Crétacé inférieur, du Cénomanien et du Turonien dans la région de Daïet-Djerdjir (Tinrhert occidental). 251

Fig. XII.4. – Carte en isopaques du Cénomanien des régions sahariennes étudiées et des régions voisines de Berbérie. 253

Fig. XII.5. – Coupes dans le Crétacé moyen de la plateforme saharienne, depuis les confins des monts de Negrine (OuM. I) jusqu'à la hamada de Tinrhert. 254

Source : MNHN, Paris

Fig. XII.6. – Carte du Cénomanien (*p.p. max.)* avec isopaques et représentation des faciès. 256
Fig. XII.7. – Carte schématique des faciès du Cénomanien du Nord-Est de la plateforme saharienne et de Berbérie. 258
Fig. XIII.1. – Carte du Turonien (et Cénomanien supérieur) avec isopaques et représentation des faciès. 265
Fig. XIII.2. – Carte schématique des faciès du Turonien du Nord de la plateforme saharienne et de la Berbérie. 267
Fig. XIII.3. – Coupes schématiques du Crétacé moyen-supérieur de la partie orientale des monts des Ouled-Naïls et de la hamada de Tinrhert. 268
Fig. XIV.1. – Coupes du Sénonien lagunaire, sous forme de croquis perspectifs. 272
Fig. XIV.2. – Carte de l'Anhydrite inférieure (terme de base du Sénonien lagunaire). 274
Fig. XIV.3. – Carte du Salifère (second terme du Sénonien lagunaire). 275
Fig. XIV.4. – Carte de l'Anhydrite moyenne. 277
Fig. XIV.5. – Carte de l'ensemble "Anhydrite inférieure à moyenne", y compris le Salifère, là ou celui-ci existe. 278
Fig. XIV.6. – Carte des carbonates dans l'ensemble "Anhydrite inférieure à moyenne". 279
Fig. XIV.7. – Carte de l'ensemble "zone calcaréo-argileuse + Anhydrite supérieure". 280
Fig. XIV.8. – Carte de la zone "Anhydrite supérieure". 282
Fig. XIV.9. – Carte des carbonates de l'ensemble "zone calcaréo-argileuse + Anhydrite supérieure.". 283
Fig. XIV.10. – Carte du Sénonien lagunaire avec isopaques et indication schématisée des zones approximatives d'affleurement. 284
Fig. XV.1. – Coupe du sondage de Pa.I, coupe-type de la série maestrichtienne-éocène du Sahara septentrional. 288
Fig. XV.2. – Carte du Maestrichtien avec isopaques et représentation des faciès. 290
Fig. XV.3. – Carte de l'Eocène inférieur avec isopaques et représentation des faciès. 292
Fig. XV.4. – Evolution du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur au Sahara septentrional : passage de faciès entre la série lagunaire (type éocène moyen des Ouled-Djellal) et la série détritique dite du "Mio-Pliocène". 293
Fig. XV.5. – Nature lithologique de la série superposée aux calcaires de l'Eocène inférieur. 296
Fig. XVI.1. – Comparaison de l'ensemble de la série mésozoïque à Hn. 1 et Hn. 2 (Hassi-Amrane). 306
Fig. XVI.2. – Interprétation structurale du Sud-tunisien, aux abords du Tébaga de Médenine. 308
Fig. XVI.3a. – Vue panoramique dans une vallée qui entaille le matériel cambro-ordovicien du Nord du dj. Guehhad. 312
Fig. XVI.3b. – Dôme anticlinal à l'Ouest du dj. Guehhad. 313
Fig. XVI.3c. – Schéma panoramique de la grande vallée au cœur du dj. Guehhad. 313
Fig. XVI.4. – Carte schématique en isopaques du "Mio-Pliocène" saharien. 314
Fig. XVI.5. – Rapports entre la série crétacée-éocène, dessous, et la série du Tertiaire et Quaternaire continentaux (Mio-Pliocène *auctorum)*, dessus. 316
Fig. XVI.6. – Carte géologique du Tinrhert occidental (partie méridionale). 318-319
Fig. XVI.7. – Schéma de la face nord-ouest d'un éperon situé au Sud-Ouest de Tin-Bidder. 321
Fig. XVI.8. – Schéma de la face sud-est du même éperon. 322
Fig. XVII.1. – Carte de situation des principaux noms cités dans le paragraphe sur l'extension du domaine crétacé sur le Nord-Ouest africain. 328
Fig. XVII.2. – Cartes en isopaques de la partie inférieure du Mésozoïque sous le Tinrhert et plus au Sud. 333
Fig. XVII.3. – Carte en isopaques sous le Zemoul-el-Akbar, le Tinrhert et les régions situées plus au Sud d'un ensemble comprenant le Bathonien conducteur, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur sous la barre aptienne. 334
Fig. XVII.4. – Evolution des épaisseurs sous le Grand Erg oriental et la hamada de Tinrhert d'un ensemble stratigraphique comprenant la barre aptienne, l'Albien et le Cénomanien argilo-lagunaire. 336
Fig. XIX.1. – Coupes de la partie moyenne du Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien, et en particulier de l'intercalation carbonatée dont le mur définit le repère E7, depuis le Nord de la Province septentrionale (Lg. I) jusqu'à la région d'Hassi-el-Hadjar. 352
Fig. XXII.1. – Répartition des faciès "marin", "intermédiaire évaporitique", "intermédiaire détritique" et "continental" sur une coupe des terrains mésozoïques de la plateforme saharienne. 393

Source : MNHN, Paris

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Sommaire 5
Avant-propos 7
Chapitre premier - Introduction 11
1) Les limites de l'étude 11
a) géographiques 11 ; b) stratigraphiques 11.
2) Caractère récent et nouveau de nos connaissances sur le Mésozoïque saharien 11
3) Fondements de cette étude du Mésozoïque saharien 14
a) les études de terrain 14 ; b) l'étude des données de sondages 14.

1ère partie : PRINCIPES ET MÉTHODES

Chapitre II - L'analyse des faciès et des caractères sédimentaires 19
A) Introduction 19
B) Les études de terrain 19
1) *Les coupes : conditions d'exposition et constance remarquable des successions* 19
2) *Les surfaces structurales* 21
1) *Les passages de faciès* 25
a) Passages de faciès dans les grès de Zarzaïtine 25 ;b) Passage de faciès du Lias-Dogger inférieur en aval de Foum-Tatahouine 25 ; c) Le Turonien du haut-Oued In-Adaoui 28.
C) Les études de sondages 29
1) *Les études sur déblais de forages* 29
a) l'échantillonnage 29 ;b) la nature des examens 29 ; c) le log hectométrique 30 ; d) le log habillé 30.
2) *La contribution des diagraphies* 32
Chapitre III - Les rapports spatiaux et temporels des faciès en sondages 37
Introduction 37
A) Particularités de l'examen des rapports entre faciès dans une étude de sondages 37
B) Définition de surfaces-temps par les diagraphies 38
1) Définition d'une unité lithologique 38 ; 2) Définition d'un épisode sédimentaire malgré certaines modifications de faciès 38 ; 3) Définition d'une unité stratigraphique à travers des changements de faciès complets et radicaux 41 ; 4) Surfaces-temps obliques par rapport aux contacts lithologiques 41.
C) Comparaison des corrélations par diagraphies et des arguments paléontologiques 46
D) Application à l'étude des discordances 46
Conclusions 48
Chapitre IV - Nomenclature et classification stratigraphiques : confrontation des problèmes actuels aux données de l'étude du Mésozoïque saharien 51
I - La naissance du problème : la nomenclature stratigraphique universelle face au développement de la géologie moderne 51
1) Les déficiences des fondements mêmes de la classification stratigraphique 51
a) Les étages mal définis 52 ; b) L'étage conçu comme un cycle sédimentaire 52 ; c) L'étage conçu comme une entité naturelle 53.
2) L'inadaptation de la classification stratigraphique aux besoins d'une exploration généralisée 54
a) Les séries dépourvues de fossiles stratigraphiques (séries continentales en particulier) 55 ; b) Nécessités particulières des travaux de reconnaissance 55 ; c) L'étage faciès 55 ; d) Les séries reconnues par forages 57 ; 1) *Les aspects pratiques* 57 ; 2) *Les aspects théoriques* 59 ; e) Problèmes et difficultés de la paléontologie stratigraphique dans les travaux de détail 59.
3) Conclusions 59

Source : MNHN, Paris

Pages

II - La stratigraphie divisée est-elle une solution ? 60
1) Lithostratigraphie, biostratigraphie et chronostratigraphie 60
2) Les inconvénients théoriques et les vices fondamentaux de la stratigraphie divisée 61
A) *Quelques vices propres à chacune des branches de la stratigraphie divisée* 61
1) Les unités lithostratigraphiques 61 ; a) *Fragilité et limites du caractère objectif des unités lithostratigraphiques* 61 ; b) *Les unités lithostratigraphiques ont-elles le monopole du caractère cartographiable ?* 63 ; c) *Le caractère ésotérique de la nomenclature lithostratigraphique* 63 ; 2) Les unités bio-stratigraphiques et chronostratigraphiques 64.
B) *L'élimination de la référence au temps dans les études stratigraphiques* 65
1) Cette élimination est effective dans la stratigraphie divisée 66 ; 2) Raisons historiques de refuser cette élimination de la référence au temps 66 ; 3) L'unité de la stratigraphie et l'impossibilité des démarches successives 69 ; 4) Stérilité des unités définies en dehors de toute considération temporelle 70 ; a) *L'obstacle apporté aux travaux de synthèse* 70 ; b) *La stérilité intrinsèque des unités lithostratigraphiques* 70 ; 5) Conclusions 71.
C) *Caractère formaliste et fixiste de ces classifications* 71
D) *Conclusions* 73
3) Les applications de la stratigraphie divisée : inconvénients pratiques du système 73
A) *Pulvérisation et désintégration de la nomenclature* 73
B) *La confusion entre les masses lithologiques (formations lithostratigraphiques* auctorum) *et de véritables unités stratigraphiques* 76
1) Transgression déduite de l'absence d'une unité lithologique 76 ; 2) L'identification d'"unités lithostratigraphiques" à l'aide d'arguments stratigraphiques 78 ; 3) Quand l'homogénéité lithologique est érigée en instrument de datation 78.
4) Conclusions 80
III - Les solutions employées dans l'étude du Mésozoïque saharien 80
1) Les unités lithologiques ou pré-stratigraphiques 80
2) Les unités para-stratigraphiques 82
3) Les unités stratigraphiques 83
IV - Conclusions 83
Chapitre V - L'expression cartographique des résultats 87
1) Les cartes d'épaisseur ou cartes en isopaques 87
a) Construction de ces cartes 87 ; b) Interprétation et intérêt 88.
2) Les cartes de faciès 89
A) Cartographie d'un seul constituant lithologique d'un intervalle 90 ; 1) *carte isolithe* 90 ; 2) *carte d'isopourcentages* 90 ; B) Cartographie de deux constituants lithologiques l'un par rapport à l'autre 96 ; C) L'expression du faciès par la considération de trois constituants (triangle de lithofaciès) 96 ; D) L'expression du faciès par la considération de quatre constituants (tétraèdre de lithofaciès) 99 ; 1. *La solution stéréotypée* 101 ; 2. *Les solutions sur mesure* 103 ; E) Conclusions 109.
3) La superposition des cartes d'épaisseurs et des cartes de faciès 110
4) Les cartes paléogéologiques 110
5) Conclusions 113

2ème Partie : LES RÉSULTATS : 1 - REGARDS SUR L'HISTOIRE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN SAHARIEN ALGÉRO-TUNISIEN

Chapitre VI - Le cadre de la sédimentation mésozoïque 117
1) Unités structurales principales 117
2) Les témoins carbonifères et permiens, *pré-atlasiques*, du Nord et du Nord-Est 117
a) Le Moscovien de Bordj-Nili 117 ; b) Le Carbonifère et le Permien de l'extrême Sud-tunisien 120.
3) Conclusions 120
Chapitre VII - Le Trias (et une partie du Lias) : Trias gréseux et Salifère principal 121
1) Introduction 121
2) Le Trias gréseux 121
A) Rapports entre Trias gréseux et substratum 122

Source : MNHN, Paris

Pages

B) Descriptions régionales 125
1) *La Province septentrionale* 125
a) La série inférieure 128 ; b) La série supérieure 129.
2) *La région d'Ouargla – El-Gassi – Hassi-el-Hadjar* 130
3) *Le Grand Erg oriental* 132
a) L'argilo-gréseux inférieur 132 ; b) L'argilo-carbonaté 133 ; c) L'argilo-gréseux supérieur 135.
4) *Le Sud-tunisien* 137
a) L'argilo-gréseux inférieur 137 ; 1) *dans les sondages* 137 ; 2) *les affleurements* 139 ; b) L'argilo-carbonaté 139 ; 1) *dans les sondages* 139 ; 2) *les affleurements* 140.
5) *Le Sud-Est du Tinrhert : les grès de Zarzaïtine* 140
a) en sondages 140 ; b) en affleurement 143 ; c) conclusions 145.
C) Conclusions 146
Liste des fossiles 148
3) Le Salifère principal (Trias et partie inférieure du Lias) 148
Introduction 148
A) Les évaporites infra-d2 149
B) L'intervalle d2-a2 151
C) L'intervalle a2-B 153
D) Le Salifère principal non divisible 158
Conclusions 158
Liste de fossiles (sondages) 158
4) Conclusions sur le Trias (et la partie inférieure du Jurassique) 160
Chapitre VIII - Jurassique-Néocomien (Lias *p.p.* seulement) 165
Introduction 165
1 - Le Lias-Dogger inférieur 167
Introduction 167
A - Limites 167
B - Age de la série 167
C - Répartition des épaisseurs 169
D - Faciès 172
1) *La Province septentrionale* 172
a) Le Centre Nord 172 ; b) Le domaine périphérique 172.
2) *La zone de transition* 172
3) *La Province centrale* 172
a) La sous-province anhydritique 172 ; b) La sous-province salifère et anhydritique 173.
4) *Le Sud-tunisien et la Djeffara libyenne* 173
A) Les sondages 173 ; B) Les affleurements 173 ; 1) *La série de Djeffara* 173 ; 2) *La série de la Grande falaise au Nord de l'Oued-Tataouine* 175.
5) *Les zones marginales* 175
6) *Le Lias-Dogger inférieur discordant sur le Paléozoïque* 178
E - Conclusions 178
Liste des fossiles 178
II - Bathonien 178
A - *Introduction* 178 - *Limites* 180.
B - *Age de la série* 181
C - *Répartition des épaisseurs* 181
D - *Descriptions régionales des faciès* 181
1) Province septentrionale 181 ; a) *partie orientale* 181 ; b) *partie occidentale* 182 ; 2) Province centrale (y compris le Sud-tunisien) 182 ; a) *Les deux séries successives (série inférieure et série supérieure)* 182 ; b) *Observation sur les affleurements du Sud-tunisien ; comparaison avec la Tripolitaine* 183 ; 3) Provinces méridionale et occidentale 183.

Source : MNHN, Paris

Pages

E - *Conclusions* 186
Liste des fossiles 186
III - Callovien - Oxfordien - Kimméridgien 187
A - *Introduction ; les limites* 187
B - *Province septentrionale* 189
1) L'intervalle E6 - E7 (Callovien *p.p. max*) 189 ; 2) L'intervalle E7 - E8 (Oxfordien - Kimméridgien *p.p. max*) 192.
C - *Province centrale* 194
1) La région d'Ouargla *s.l.* 194 ; 2) Le Nord du Grand Erg oriental 194 ; 3) Le Sud-tunisien 194.
D - *Provinces occidentale et méridionale* 195
E - *Conclusions* 195
Liste des fossiles 196
IV - Le Jurassique supérieur et le Néocomien 198
A - *Province septentrionale* 198
B - *Le Mzab et la partie nord-est du Grand Erg occidental* 201
C - *Provinces centrale et méridionale* 201
1) Limites et définitions 201 ; 2) Etude des affleurements (Sud-tunisien et Tripolitaine) 201 ; 3) Les zones connues par sondages et synthèse de l'ensemble des données 204.
D - *Conclusions* 205
Liste des fossiles 206
V - Conclusions 206
VI - Comparaisons avec les régions voisines de Berbérie 207
1) *Le Maroc et l'Algérie occidentale* 207
a) Lias inférieur-moyen 207 ; b) Lias supérieur 208 ; c) Bajocien, Bathonien et Callovien 208 ; d) Jurassique supérieur 209.
2) *L'Algérie centrale et orientale* 209
a) L'Atlas saharien et l'Aurès 209 ; b) Les Hauts-Plateaux et les Hautes-Plaines 210.
3) *La Tunisie* 210
a) Lias 210 ; b) Dogger inférieur (Bajocien - Bathonien inférieur) 211 ; c) Bathonien supérieur, Callovien, Oxfordien 211 ; d) Kimmeridgien-Portlandien 211.
VII - Conclusions générales 212
Chapitre IX - "Barrémien" 215
I - Introduction 215
II - Limites et âge de la série 215
III - Les épaisseurs 217
IV - Les faciès 217
1) En sondages 217 ; 2) Les affleurements du Sud-tunisien 219.
V - Conclusions 220
Liste des fossiles 221
VI - Comparaisons avec les régions voisines 221
A - Maroc 221 ; B - Algérie 221 ; 1) *Algérie occidentale et centrale* 221 ; 2) *Algérie orientale* 222 ; C - Tunisie 222.
VII - Conclusions générales 223
Chapitre X - Aptien (Aptien supérieur *p.p. max.*) 225
1) Définition, limites et âge de la série 225
2) Variations d'épaisseur 226
3) Variations de faciès 227
4) Conclusions 229
Liste des fossiles 230
5) Conclusions générales : l'Aptien de Berbérie et du Sahara 230

Source : MNHN, Paris

Pages

Chapitre XI - Albien 231
1 - Introduction 231
a) Historique 231 ; b) Limites et subdivisions 231.
2 - Albien gréseux et Albo-Vraconien 235
a) Albien gréseux 235 ; 1) *Age de la série* 235 ; 2) *Epaisseurs* 235 ; 3) *Faciès* 235 ; 4) *Conclusions* 237 ; b) Albo-Vraconien 237 ; 1) *Age de la série* 237 ; 2) *Epaisseurs* 238 ; 3) *Faciès* 239 ; 4) *Conclusions* 239.
3 - Albien gréseux généralisé 240
1) Définition et âge de la série 240 ; 2) Epaisseurs 240 ; 3) Faciès 240 ; 4) Conclusions 242.
4 - Données particulières sur les zones d'affleurements 242
1) Le Sud-tunisien 242 ; 2) La hamada de Tinrhert 242 ; 3) Le pourtour du Tadémaït : "Continental intercalaire" du Gourara, Touat et Tidikelt 243.
5 - Liste des fossiles 243
6 - Conclusions générales 243
Chapitre XII - Cénomanien (*p.p. max*) 247
1) Introduction 247
a) Historique 247 ; b) Limites 247 ; c) Age de la série 250.
2) Données sur les zones d'affleurements 250
a) La Hamada de Tinrhert 250 ; b) Le Mzab 252 ; c) Le Sud-tunisien 252.
3) Les épaisseurs 253
4) Les faciès 255
5) Conclusions 259
Liste des fossiles 260
Chapitre XIII - Turonien (et Cénomanien supérieur) 261
1) Introduction 261
a) Historique 261 ; b) Limites 261.
2) Données sur les zones d'affleurements 261
a) La Hamada de Tinrhert 261 ; b) L'extrême-Sud tunisien (et la Tripolitaine) 263.
3) Age de la série 263
4) Epaisseurs 264
5) Faciès 266
1) La constitution lithologique 266 ; 2) Les faunes 269.
6) Conclusions 269
7) Liste des fossiles 270
Chapitre XIV - Sénonien lagunaire 271
1) Introduction 271
a) Historique 271 ; b) Limites stratigraphiques et âge de la série 271 ; c) Plan suivi et limites de l'étude 273.
2) Description des unités successives 273
a) L'Anhydrite inférieure 273 ; b) Le Salifère 273 ; c) Anhydrite inférieure et Salifère 275 ; d) L'Anhydrite moyenne 276 ; e) L'Anhydrite inférieure et moyenne 277 ; f) La zone calcarèo-argileuse et l'Anhydrite supérieure 281.
3) Conclusions 282
Liste des fossiles 285
Chapitre XV - Maestrichtien - Eocène 287
1) Introduction 287
a) Historique 287 ; b) Limites 289.
2) Maestrichtien 289
a) Epaisseurs 289 ; b) Faciès 290 ; c) Conclusions 291.
3) Eocène carbonaté 292
a) *Limites et aire de définition* 292
b) *Descriptions régionales* 293

Source : MNHN, Paris

Pages

1) Province septentrionale 293 ; a) *Série à Algues* 293 ; b) *Série à Nummulites* 293 ; c) *Conclusions* 294 ; 2) Province centrale 294 ; 3) Le Sud : région de Beguira - Daïet-el-Frass - Mokrane - Hassi-Msegguem 295 ; 4) Sur les affleurements d'Eocène discordant d'Ers-Oum-el-Lil - Aguemmour 295.

c) *Conclusions* 295

4) Après l'Eocène inférieur : les dépôts laguno-continentaux 296

Liste des fossiles 297

Chapitre XVI - Evolution structurale du domaine mésozoïque saharien 299

1) Historique 299

a) *La partie tunisienne* 299

b) *La partie algérienne* 300

2) Les déformations au cours du Mésozoïque 302

a) *Les phénomènes primordiaux : l'extension du domaine sédimentaire et la répartition de la subsidence* 302

b) *Les phénomènes secondaires* 305

1) Les mouvements verticaux de blocs et les failles syn-sédimentaires 305 ; a) *L'exemple d'Hassi-Hamrane* 305 ; b) *La zone du Haut d'El-Biod - Gassi-Touil - Rhourde-el-Baguel* 305 ; c) *Le Tebaga de Médenine* 307 ; d) *Les failles syn-sédimentaires* 307 ; 2) Les discordances intra-mésozoïques 308 ; a) *Les discordances d'étalement progressif* 308 ; b) *Les discordances d'apparence plus instantanée* 308 ; c) *Les phénomènes locaux de discordance* 309 ; 3) Le modèle des dj. Guehhad - dj. Akhal 309 ; 4) Conclusions 311.

3) Les déformations post-mésozoïques 311

a) Les phénomènes primordiaux : l'extension du domaine sédimentaire et la répartition de la subsidence 311

b) Les phénomènes secondaires : structures et plissements locaux, failles et flexures 315

1) *Phénomènes apparaissant sur les affleurements mésozoïques* 315

a) Les plissements de la région d'El-Biod 317 ; b) Les flexures et les failles 317 ; 1) *Avec structures flanquantes* 317 ; 2) *Sans structure flanquante* 317 ; c) Les déformations d'interprétation difficile 320 ; 1) *La flexure sud-hamadienne* 320 ; 2) *La structure concentrique de Tin-Bidder* 320 ; 3) *Les structures circulaires de type Tesselit* 323.

2) *Phénomènes apparaissant dans le Continental terminal* 323

4) Le bilan de ces déformations : les cartes structurales 323

a) La carte structurale d'un niveau du Cénomanien supérieur 323

b) La carte structurale du substratum des terrains mésozoïques 324

c) Conclusions 324

5) Conclusions 325

Chapitre XVII - Quelques données sur l'insertion des résultats obtenus dans la géologie du Nord-Ouest africain 327

I - Extension des terrains crétacés au Sud du bassin étudié 327

1) *La transgression marine du Crétacé supérieur sur le Nord du continent africain et la notion de "détroit crétacé"* 327

a) La naissance de la notion de détroit crétacé ; localisation des zones de détroit 327 ; b) Les arguments paléontologiques 329 ; c) Les arguments géologiques 330 ; 1) *Les considérations topographiques et structurales* 330 ; 2) *L'évolution des faciès et des épaisseurs dans les bassins* 331 ; d) Conclusions 332.

2) *L'apport des données du domaine étudié* 332

a) Les couches anté-aptiennes du Tinrhert 332 ; b) Du mur de la barre aptienne au mur de la barre cénomanienne sous le Tinrhert 335 ; c) Le Cénomanien et le Turonien des régions méridionales (Tinrhert et Tadémaït) 335 ; d) Conclusions 337.

II - Rapports entre Berbérie et Sahara au Mésozoïque 337

1) Historique et fondements du problème 337 ; 2) Analogies des séries mésozoïques mises en évidence par la présente étude 338 ; a) *Rapports des faciès* 338 ; b) *Rapports des zones d'épaisseurs* 338 ; 3) Conclusions 339 .

Source : MNHN, Paris

Pages

3ème Partie - LES RÉSULTATS - 2) DÉPÔTS DE PLATEFORME ET RÉFLEXIONS SUR CERTAINS MÉCANISMES DE LA SÉDIMENTATION DU PASSÉ

Chapitre XVIII - Généralités sur la sédimentation du Mésozoïque saharien 343
I - Le Mésozoïque saharien, sédimentation de plateforme 343
A) *La notion de plateforme en général* 343
1) Essai de définition 343 ; 2) Intérêt des dépôts de plateforme 344.
B) *La rigidité du bâti structural saharien* 344
C) *Principales caractéristiques de plateforme dans la sédimentation du Mésozoïque saharien* .. 344
1) L'homogénéité des épaisseurs 345 ; 2) L'homogénéité des faciès 345 ; 3) Conclusions 345.
II - Site paléogéographique de la plateforme saharienne 346
Chapitre XIX - Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne : 1) Les dépôts carbonatés 347
I - Les époques d'association carbonates-évaporites 347
A) *La ségrégation normale, processus de plateforme* 347
B) *La ségrégation en rapport avec une subsidence différentielle* 349
II - Le classement calcaire-dolomie 350
III - Les époques d'association carbonates-détritiques 351
A) *L'évolution de la répartition globale des carbonates* 351
B) *L'évolution progressive des faciès* 351
C) *Conclusions* 353
IV - Les époques à carbonates dominants 354
V - Conclusions : le contrôle de la sédimentation carbonatée 356
Chapitre XX - Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne : 2) Les dépôts évaporitiques 359
I - Introduction : Intérêt du Mésozoïque saharien du point de vue des évaporites 359
A) *L'abondance des évaporites dans la série mésozoïque saharienne* 359
B) *L'insignifiance des déformations tectoniques qui ont affecté la série mésozoïque saharienne* 360
C) *La possibilité d'établir une stratigraphie (ou une parastratigraphie) dans ces séries évaporitiques* 360
D) *Conclusions* 361
II - Les principales hypothèses et théories sur la genèse des évaporites 361
A) *La sédimentation des évaporites considérée autrement que comme un dépôt marin sous-aquatique* 361
B) *Les évaporites, dépôts les moins profonds de la série sédimentaire marine* 362
C) *Les évaporites, liées à une certaine différenciation morphologique ou tectonique* 363
1) La théorie de la barre (différenciation morphologique) 363 ; a) *ses fondements dans la nature actuelle* 363 ; b) *l'énoncé de la théorie et ses justifications dans les séries anciennes* 364 ; c) *forme et nature de la barre ; critiques de la théorie* 364 ; d) *conclusions* 365 ; 2) Les différenciations morphologiques et tectoniques : gisements salifères à l'intérieur de bassins subsidents 365.
D) *Les évaporites, dépôts profonds* 366
1) Les observations géologiques 367 ; a) *l'assimilation des dépôts alternés à des "alternances annuelles"* 367 ; b) *les évaporites inter-récifales* 367 ; 2) Les théories et constatations expérimentales 368 ; 3) Critique de ces interprétations profondes 368 ; 4) Conclusions : l'indifférence bathymétrique 369.
III - Les exemples du Mésozoïque saharien : a) l'intervention d'une subsidence différentielle .. 369
IV - Les exemples du Mésozoïque saharien : b) les processus d'analyse élémentaire sur une plateforme 370
A) *L'indépendance du classement des faciès et des courbes isopaques* 371
B) *La régularité et la progressivité extraordinaire du classement des faciès* 371
C) *Le classement des éléments par ordre de solubilité croissante du domaine marin aux aires*
D) *continentales* 372

Source : MNHN, Paris

Pages

D) *Les mécanismes pouvant rendre compte de cette disposition* 372
V - Le contexte et l'origine de cette sédimentation évaporitique 373
A) *L'influence des apports détritiques* 373
B) *Les époques à évaporites et les régressions et transgressions* 374
C) *Conclusions* 375
Chapitre XXI - Exemples de répartition des faciès sur la plateforme saharienne : 3) Les nappes d'épandage détritique 377
I - Données sur les modalités de la sédimentation détritique en général et dans la nature actuelle en particulier 377
A) *Le domaine continental* 377
1) Les dépôts éoliens 377 ; 2) La sédimentation détritique sub-aérienne ou aérienne 378 ; 3) Les dépôts fluviatiles 379 ; 4) Les écoulements en nappe (*Sheet-flood*) 380.
B) *Les dépôts deltaïques* 380
1) Définition et importance dans la nature actuelle 380 ; 2) Quelques caractéristiques des deltas et des dépôts deltaïques 381 ; a) *Aspects morphologiques globaux* 381 ; b) *Nature et répartition des sédiments* 381 ; c) *Conclusions* 382.
C) *Les dépôts océaniques* 382
1) La sédimentation détritique marine comme clé des grands épandages du passé 382 ; 2) Insignifiance réelle de la sédimentation marine détritique grossière dans les conditions actuelles 383 ; 3) Conclusions 384.
D) *Conclusions* 384
II - Les particularités de la sédimentation détritique du Mésozoïque saharien 385
A) *Le moteur hydrodynamique* 385
B) *L'extension en surface de ces formations détritiques* 386
C) *L'extension des faciès grossiers* 387
D) *L'intrication des faciès marins et continentaux : l'absence de pente* 387
E) *Le qualificatif de deltaïque employé à propos de cette sédimentation* 389
F) *Conclusions* 389
Chapitre XXII - Conclusions générales 391
I - L'existence d'un domaine intermédiaire 391
A) La répartition des êtres organisés 391 ; B) L'évolution progressive des faciès 392 ; C) L'épandage des sédiments détritiques 394 ; D) Les particularités de la sédimentation des sels marins 394 ; E) Conclusions 395.
II - Point de vue sur la doctrine des causes actuelles 395
A) *Le principe d'uniformité et ses deux extrêmes* 395
B) *Les fondements du principe des causes actuelles et le* consensus omnium *dont il bénéficie.* 396
1) L'efficacité scientifique 396 ; 2) Les fondements philosophiques 396 ; 3) La tentative de dégager la géologie de son aspect historique pour en faire une "science" de la nature 396 ; 4) Conclusions : l'attachement au principe des "causes actuelles" 396.
C) *Quelques données sur les aspects pernicieux d'un attachement trop strict au principe des causes actuelles* 397
D) *Les différences profondes du monde actuel et du monde passé* 398
E) *Conclusions* 398
III - Succession mésozoïque à la périphérie du bouclier africano-arabe (le parallélisme des pulsations sédimentaires) 399
1) Les analogies paléontologiques 399 ; 2) Les analogies de la succession des faciès 399 ; 3) Conclusions 401.
IV - Transgressions et régressions 402
A) Définition : les deux types de transgression 402 ; B) L'indépendance des deux types de transgression dans la série saharienne 402 ; C) Rapport des couches de transgressions marines avec les formations sous-jacentes 403 ; D) L'interprétation des transgressions et régressions marines : les phénomènes eustatiques 404 ; E) Conclusions 405.
V - Le contrôle de la sédimentation 406
A) Les facteurs internes 406

Source : MNHN, Paris

Pages

1) *Les interprétations bathymétriques* 406

A) Origine et fondements des interprétations bathymétriques 406 ; B) Les mouvements tectoniques du plancher sédimentaire 406 ; 1) *Les mouvements tectoniques rendant compte des alternances lithologiques* 407 ; 2) *Les mouvements tectoniques pour expliquer la génération sur place de sédiments détritiques* 407 ; C) Critiques des interprétations bathymétriques 408 ; D) Conclusions 409.

2) *Les rapports entre les apports et la subsidence* 409

3) *Les autres facteurs internes* 409

4) *Conclusions* 410

B) Les facteurs généraux 411

1) *Le jeu des forces créatrices de relief* 411

A) Le succès de la théorie orogénique 411 ; B) Problèmes posés par la considération de la nature actuelle 411 ; C) Problèmes posés par la considération des séries anciennes 412 ; 1) *Indépendance du relief et de la nature de la sédimentation* 412 ; 2) *La concordance très constante qui caractérise de nombreux bassins sédimentaires* 413 ; 3) *La simultanéité des variations de faciès* 413.

2) *Les variations climatiques ; la bio-rhexistasie* 413

A) Origine et fondements des théories 413 ; B) Problèmes posés par ces théories 415.

C) Conclusions 415

Chapitre XXIII - Liste des travaux cités 419

Table des figures 429

Table des matières 433

Planches photographiques 443

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

PLANCHES

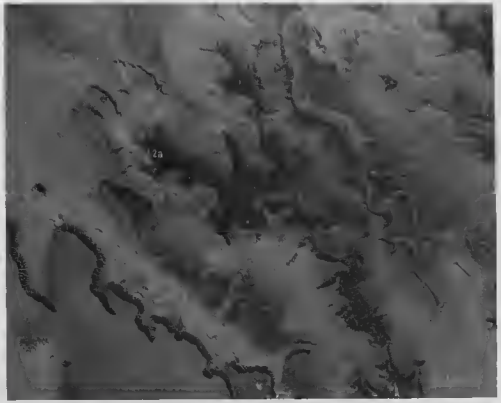
Source : MNHN, Paris

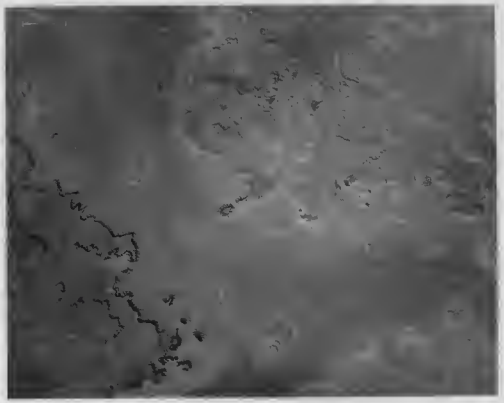
Planche I

En haut – Bordure orientale de la dépression d'In-Adaoui, à la limite des feuilles au 200 000e *Ohanet* et *Hassi-Imoulaye*. Cliché IGN NH 32.IV n° 55. Position du centre de la zone reproduite, en coordonnées UTM : x = 498 ; y = 3204. Cuestas et plateaux turoniens et sénoniens (légende détaillée dans le texte).

En bas – Région du haut oued Tamendjelt, à la limite des feuilles au 200 000e *In-Amedjene* et *Hassi-Tabankort*. Cliché IGN. NH 32 VII n° 305. Position du centre de la zone reproduite, en coordonnées UTM : x = 390 ; y = 3150. Cuestas et plateaux du Maestrichtien (légende détaillée dans le texte).

Source : MNHN, Paris





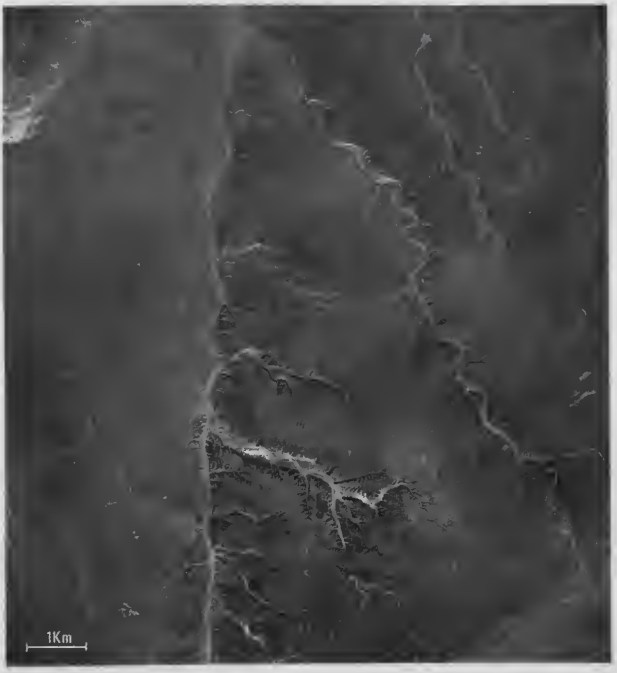
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Planche II

Le plateau calcaire du Cénomanien supérieur – Turonien inférieur, au Sud de la dépression d'Hassi-Takouazet, feuille au 200 000e *Hassi-Tabankort*. Position du centre de la zone reproduite : x = 390 ; y = 3150. L'oued principal, de direction Sud-Nord, correspond à une flexure ; la zone orientale, soumise à un drainage intense, correspond au compartiment surélevé.

Source : MNHN, Paris



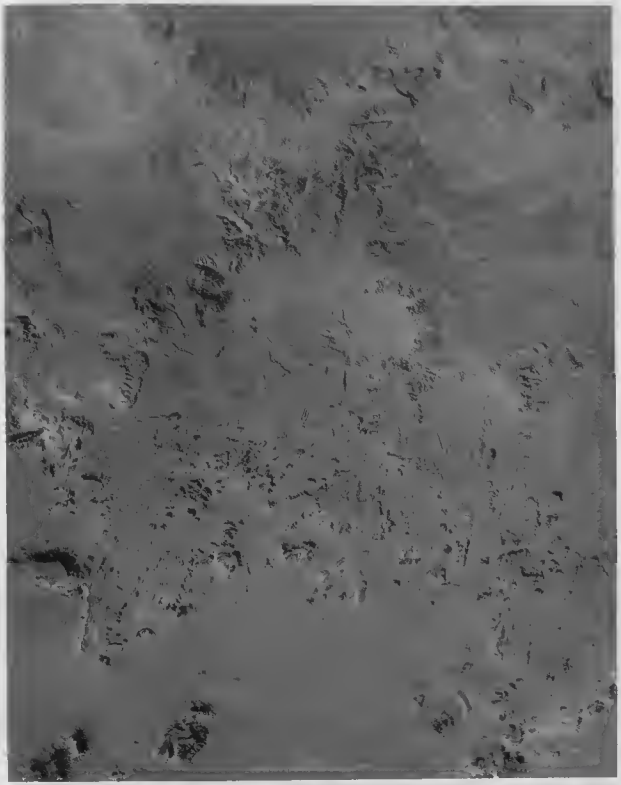
BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source : MNHN, Paris

Planche III

Les grès de Zarzaïtine (au-dessus des argiles de Ta.2), d'âge triasique, au Sud de Tiderer ; feuille au 200 000e *Edjeleh*. Cliché IGN NG 32 XXI n° 73. On notera la striation Nord-Sud tout à fait remarquable qui affecte cette série gréso-argileuse et qui correspond à des corps gréseux allongés.

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU
MUSEUM
D'HIST.
NATUR.

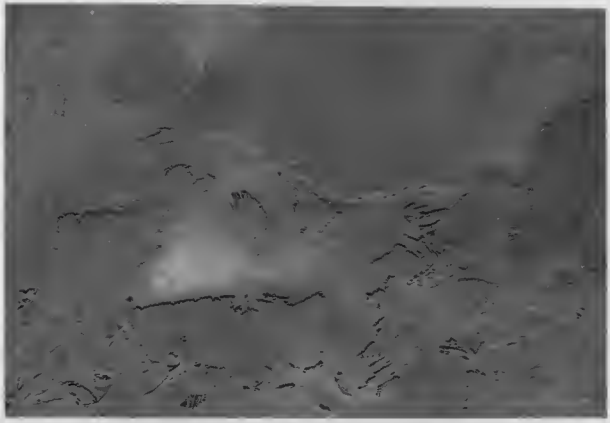
Source : MNHN, Paris

Planche IV

En haut – Plateau gréseux de la partie supérieure de l'Albien, au Sud d'Hassi-Mazoula (feuille au 200 000e *Hassi-Tabankort*). Cliché IGN NH 32 n° 220. Position du centre de la zone reproduite : x = 390 ; y = 3133. Les stratifications obliques qui affectent la partie supérieure de ce plateau ont amené, sur la surface structurale, une striation nettement visible malgré la petitesse de l'échelle ; par ailleurs elles ont induit et dirigé le jeu de l'érosion et le creusement de la plupart des talwegs.

En bas – Surface argilo-dolomitique au sommet de l'Albien (ici Albo-Vraconien), près de l'extrêmité orientale du Djoua ; feuille au 200 000e *Ohanet*. Cliché IGN NH 32 III n° 162. Position du centre de la zone reproduite : x = 437 ; y = 3143. Des lames de dolomies à stratifications obliques, interrompues sur la tranche et surmontées par des argiles rouges visibles sur le flanc des garas, créent les stries blanchâtres visibles sur le cliché. Le niveau stratigraphique est le même que celui de la photo précédente, malgré la différence de nature pétrographique.

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

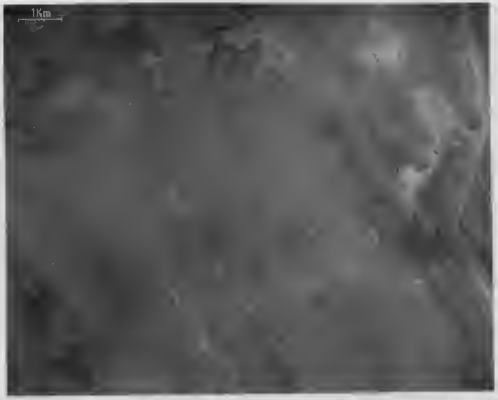
Source : MNHN, Paris

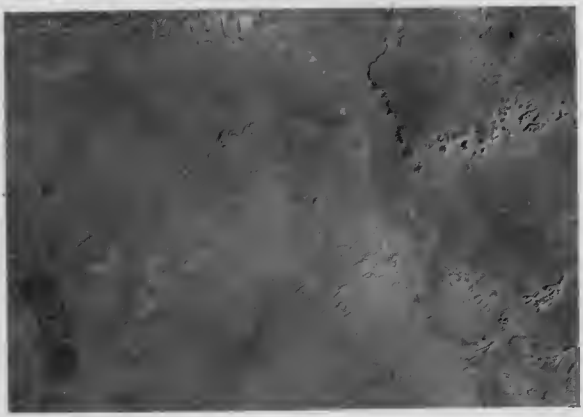
Planche V

En haut – Le plateau maestrichtien dans la région d'Oued-Mariksène (extrême Nord de la feuille au 200 000e *Hassi-Imoulaye*). Cliché IGN NH 32 X n° 009. Position du centre de la zone reproduite : x = 259 ; y = 3304. Le plateau gréseux est parcouru par une fine striation parfaitement rectiligne, dont les effets ne se font pas sentir dans les niveaux argilo-carbonatés sus-jacents (garas du Nord de la photo). Par contre cette striation a manifestement induit le jeu de l'érosion.

En bas – Surface structurale de la base du Maestrichtien dans la région d'El-Biod (feuille au 200 000e *Fort-Flatters*). Cliché IGN NH 42.1 n° 190. Position du centre de la zone reproduite : x = 212 ; y = 3144. Les stries qui sont ici visibles ont une forme très compliquée, évoquant parfois le dessin d'une empreinte digitale. Pour l'interprétation du phénomène, voir le texte ci-joint.

Source : MNHN, Paris





Source : MNHN, Paris

Planche VI

Le passage de faciès du Turonien dans la région du haut oued In-Adaoui (feuilles au 200 000e *Ohanet* et *In-Amenas*). Mosaïque de nombreuses photos aériennes. Position approximative du centre de la zone reproduite : x = 517 ; y = 3176. La succession turonienne à l'Ouest du terrain couvert par la mosaïque comprend des calcaires inférieurs, des marnes médianes (une cinquantaine de mètres) et une dalle calcaréo-dolomitique sommitale (voir la coupe de la Gara Brune d'Ohanet, fig. II.2). Au contraire, dans l'Est, la succession turonienne comprend surtout des carbonates massifs (voir coupe du sondage de Tamadenet 1, fig. II.6). La disparition progressive des marnes turoniennes se marque par l'amenuisement spectaculaire de la cuesta qui domine immédiatement l'oued In-Adaoui.

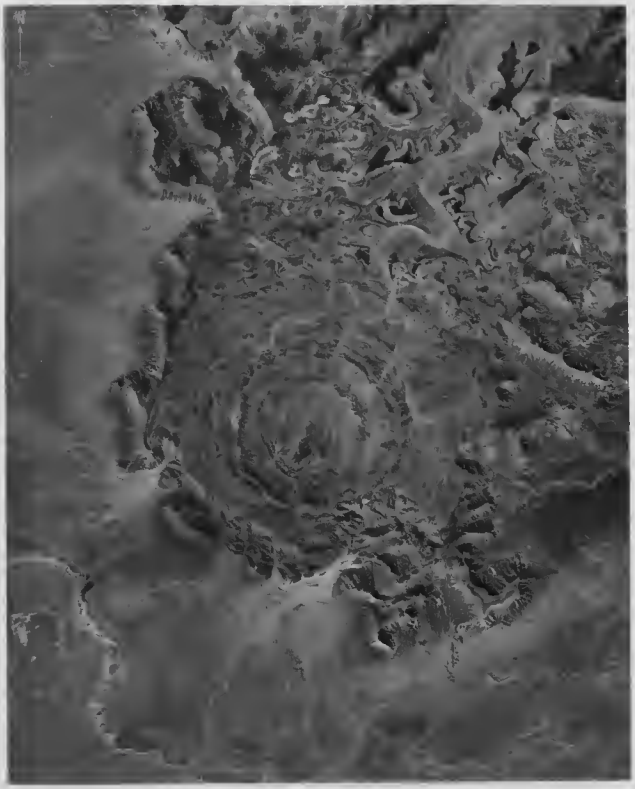
Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Planche VII

La structure circulaire de Tin-Bidder, au Tinrhert occidental, feuille au 200 000e *Tilmas-el-Mra* Cliché IGN.NG.31.XXIII-XXIV n° 199. Position du centre de la zone reproduite : x = 708 ; y = 3055. Le plateau qui apparaît en bas et à gauche, est formé par la dalle sommitale du Turonien. Pour l'interprétation de cette structure, voir le texte.

Source : MNHN, Paris



BIBL UU
MUSEUM
D'HISTOIRE
NATURELLE

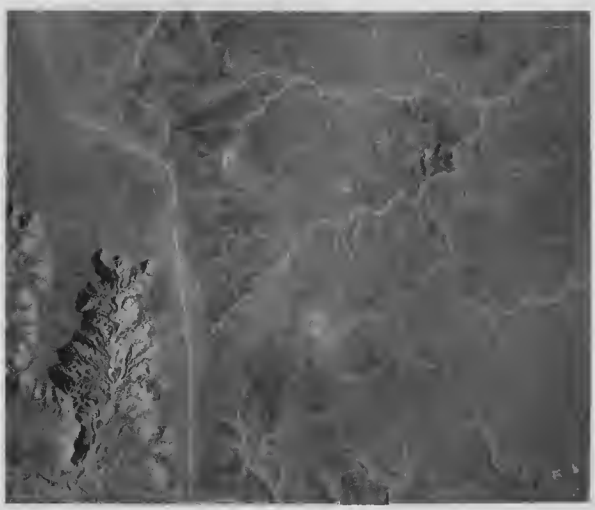
Source : MNHN, Paris

Planche VIII

En haut – Deux vues de la Garet-Tesselit, feuille au 200 000e *Ohanet.* Cliché IGN.NH.32.III n° 113. La Garet-Tesselit, située une quarantaine de kilomètres à l'Ouest de Ohanet, se dresse au-dessus du plateau cénomanien supérieur-turonien inférieur. Elle est dominée (cliché de gauche), au Nord par la cuesta du Turonien supérieur. Elle consiste en une pustule anticlinale parfaitement régulière, de forme elliptique, longue de 700 à 800 m, et extraordinairement localisée et délimitée par rapport au plateau, qui représente exactement le même niveau stratigraphique.

En bas – La structure circulaire de la région de Mazoula, feuille au 200 000e *Hassi-Tabankort :* x = 384 ; y = 3142,5. Il s'agit du même plateau cénomanien supérieur – turonien inférieur que dans le cas précédent. A gauche, c'est-à-dire au Sud, apparition des argiles à gypse sous-jacentes du Cénomanien argilo-lagunaire. Pour la légence détaillée, voir le texte (cliché IGN.NH.32.II.180).

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NAT.

Source : MNHN, Paris

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN
Publications scientifiques et littéraires
TYPO - OFFSET
05 - GAP - Téléphone 51 23 -
Dépôt légal 417 - 1972

Source : MNHN, Paris

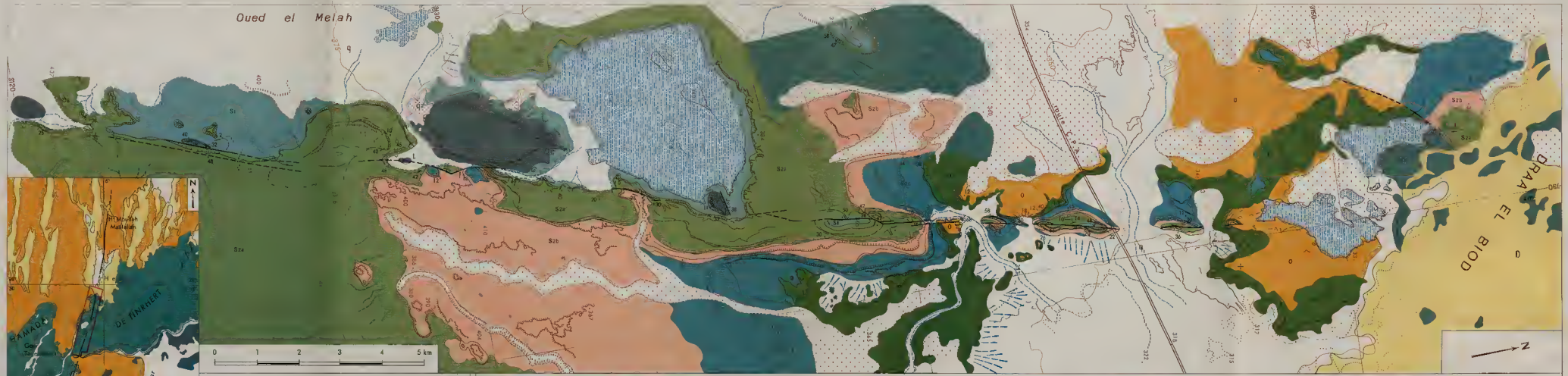
Source : MNHN, Paris

1372

Source : MNHN, Paris

R 260 C3

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.



CROQUIS DE SITUATION
Echelle : 1 : 1 500 000e

- Dunes
- Quaternaire
- Continental terminal
- Maastrichtien et Sénonien calcaire
- Sénonien gypseux
- Cénomanien supérieur et Turonien
- Cénomanien inférieur
- Paléozoïque
- Socle

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'EL-BIOD
(Hamada de Tinrhert-Sahara algérien)

par G. BUSSON, 1965

d'après ses levés topographiques et géologiques sur le terrain

Documents consultés :

- géologiques : 1°) Photogeological map C.F.A. Permits Algerian Sahara N. Irafet - Fort-Flatters, 1/500 000, Algiers (sans date).
  2°) Carte photogéologique interprétative "Oued Malha" au 1/100 000 env. par la C O P A R E X.
- topographiques : Stéréocanevas, calques de cotes et altimétrie par profil relevés de l'Institut Géographique National

- D — Dunes et surfaces ensablées
- Q — Quaternaire : 1/regs - 2/anciennes sebkras 3/cônes de déjection
- Terrasses supérieures
- O — Oligocène (base du Continental terminal auctorum)
- Maastrichtien
- Sénonien ou Maastrichtien (calcaires et calcaires silicifiés de la 3e cuesta)
- S2b — Sénonien (calcaires et calcaires silicifiés de la 2e cuesta)
- S2a — Sénonien (calcaires et calcaires silicifiés de la 1ère cuesta)
- S1 — Sénonien (et Turonien supérieur ?) argiles à gypse
- Sénonien Maastrichtien indifférencié
- Turonien

- Contour géologique
- Contour géologique incertain et banc-repère
- Faille ou flexure brutale
- Zone faillouse
- Trace incertaine de faille

N

BIBL. DU MUSEUM D'HIST. NATUR.

Source MNHN, Paris